

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

7^e SÉRIE, TOME III

N° 1

P. 1-120 ; Pl. I.

Périodique bimestriel publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, 6°

1961

NOVEMBRE 1961

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

La Société publie : un *Compte rendu sommaire des Séances* et un *Bulletin* distribués gratuitement aux membres; des *Mémoires* qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

La Société forme une Bibliothèque.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leurs auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages ¹, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

1. A la suite du changement de format et de la reproduction de photographies en simili-gravure dans le texte, le Conseil (séance du 2 février 1959) a établi l'équivalence pour le total des notes de chaque auteur à 10 pages du nouveau format; 1 planche en phototypie équivaut à 4 pages de texte; 1 page de simili à 2 pages de texte; les figures en simili, intercalées dans le texte, à 3 fois leur surface.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 % les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 % les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisation 1961 : 35 NF (3 500 fr). Étranger : 40 NF (4 000 fr).

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan. 90-61.

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

SEPTIÈME SÉRIE

TOME TROISIÈME

1961



Digitized by the Internet Archive
in 2024

Contribution à la connaissance de l'Albien et du Cénomanién de la vallée de l'Asse (Basses-Alpes)

par Gérard THOMEL *.

Sommaire. — Cette note constitue un premier exposé des recherches en cours sur le Cénomanién des Basses-Alpes et des Alpes-Maritimes. L'analyse détaillée des affleurements de Beynes et de Chabrières et l'étude de la faune récoltée permettent de dégager des conclusions encore partielles sur l'Albo-Cénomanién de la vallée de l'Asse. De la comparaison avec les régions voisines, il ressort que les localités de Beynes et Chabrières ont constitué à cette époque une zone charnière entre les faciès vocontiens et la bordure de l'isthme durancien.

Du point de vue paléontologique, le fait le plus notable est la présence de *Paragaudryceras buddha* FORBES dans le Vraconien de Chabrières et de *Mesogaudryceras leptonema* SHARPE, *Gaudryceras cenomanense* nov. sp. et *Neogaudryceras collignoni* nov. sp. dans le Cénomanién de Saint-Lions.

Le Cénomanién de la partie orientale des Basses-Alpes n'a fait l'objet d'aucune publication récente ; en effet la thèse de J. Sornay [1950] intéresse les régions situées à l'W de la Durance et il faut remonter aux notes de W. Kilian [1888, 1895 a] et surtout à la thèse de E. Fallot [1885] pour trouver un travail d'ensemble sur le Cénomanién bas-alpin. Dans ces travaux déjà anciens, les auteurs citent, le plus souvent sans préciser

leur niveau, certaines espèces (*Acanthoceras rotomagensense* et *Schloenbachia varians* notamment) dont l'interprétation est actuellement très délicate. Il en résulte que nos connaissances sur la faune cénomaniénne des Basses-Alpes sont sommaires et peu précises ; aussi me suis-je efforcé de lever des coupes banc par banc en notant soigneusement la position stratigraphique de chaque espèce récoltée.

Stratigraphie.

BEYNES. — A proximité du hameau ruiné des Paux près de Beynes, j'ai revu le Cénomanién étudié autrefois par E. Fallot [1885].

Sur les calcaires marneux gris du Barrémien on peut noter la coupe suivante :

1. MARNES GRISES, sans fossiles (20 m environ) représentant vraisemblablement l'Aptien-Albien (très réduit dans ce cas).

2. MARNES GRISES ET CALCAIRES GRÉSEUX (12 m). Dans les lits marneux se rencontrent de fines plaquettes gréseuses couvertes d'*Orbitolina concava* LMK. Les bancs calcaires sont durs, compacts, épais de 20 cm en moyenne et renferment *Orbitolina concava* LMK et *Exogyra conica* Sow.

3. CALCAIRES GRÉSEUX ET MARNES (10 m). Cette zone est plus compacte car l'élément calcaire y prédomine ; elle débute par un banc de calcaire gréseux très dur, épais

de 1 m, rempli d'*Orbitolines* ; j'ai récolté également à ce niveau quelques *Exogyra columba* LMK et *conica* Sow.

Au-dessus, les bancs calcaires sont épais (1 m), gréseux, très durs, et séparés par des lits marneux minces.

4. MARNES (20 m) avec minces cordons espacés marno-gréseux. Au sommet ces cordons sont plus rapprochés et renferment de nombreux moules de Lamellibranches parmi lesquels on peut reconnaître les genres *Pecten*, *Ostrea*, *Pinna*, *Modiola* ; *Protocardium hillanum* Sow. se rencontre également à ce niveau. Les Gastéropodes sont plus rares (*Dicroloma* sp.).

5. CALCAIRES GRÉSEUX ET MARNES (12 m). Cette zone est en relief dans la topographie car elle est constituée de bancs très durs de calcaire gréseux de teinte sombre ; le dernier banc, épais de 1,20 m, est rempli d'*Exogyra columba* LMK.

* Note présentée à la séance du 6 février 1961

6. MARNES (14 m) avec rares cordons de calcaire marneux, légèrement gréseux, bleuté, riches en moules de *Lamellibranches* indéterminables.

7. CALCAIRES GRÉSEUX ET MARNES GRISES (50 m env.). Cette zone débute par un banc épais de 1,40 m, très dur, légèrement gréseux et rempli d'organismes : *Exogyra columba* LMK et *E. conica* Sow., *Serpules* et débris de coquilles. Les bancs calcaires, épais de 50 cm en moyenne,

marno-gréseux, durs, sont rapprochés à la base, plus espacés dans la moitié supérieure.

La faune est essentiellement composée d'*E. columba* très abondante à certains niveaux ; cette espèce est accompagnée de moules de *Trigonia* sp. à la partie inférieure de la zone ; à 20 et à 27 m de la base, deux bancs très durs, épais respectivement de 80 cm et de 1 m, sont remplis d'*Exogyres* de toutes tailles. Enfin, le dernier banc de cette zone est riche en *Terebratula phaseolina*

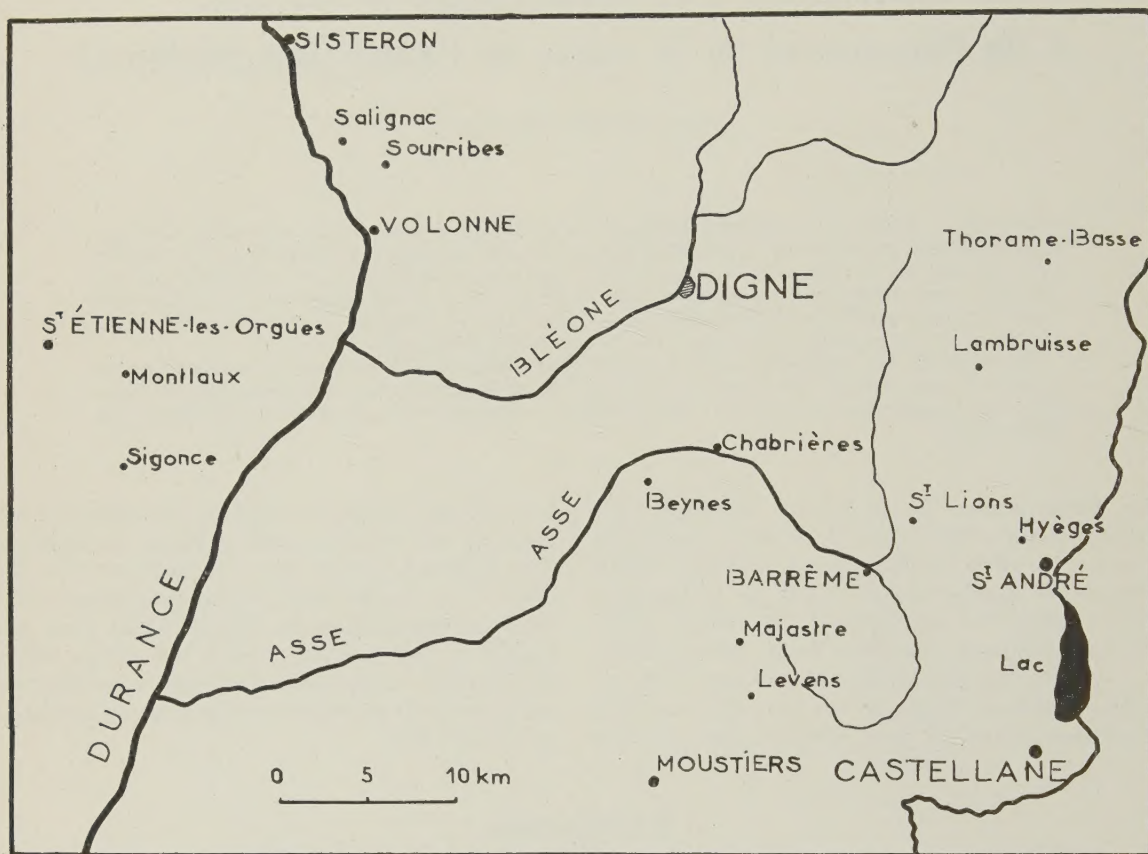


FIG. 1. — Localisation des gisements cités.

LMK, *Exogyra columba* LMK, *Neithea aequicostata* LMK, *Pecten* sp. et *Serpula otatoorensis* STOL.

Les traces de remaniement sont assez fréquentes, la surface de certains bancs constituant un véritable hard-ground, notamment à 15 et à 42 m de la base, ainsi qu'au toit de cette zone.

8. MARNES BLEUES ET CALCAIRES MARNO-GRÉSEUX (38 m). A la base, les bancs calcaires sont rapprochés et montrent une succession de hard-grounds ; ces calcaires marneux, légèrement gréseux, renferment des *Lamellibranches* : *Pecten* sp., *Pholadomya* sp., *Trachycardium* sp., ainsi que *Serpula otatoorensis* STOL. et d'assez nombreux *Acanthoceras rotomagense* BRGNT et *Acanthoceras* sp. de grande taille assez mal conservés.

A 9 m de la base, un banc de 40 cm, gréseux, renferme quelques *Exogyra columba* LMK ; il est surmonté par un

banc glauconieux. Les cordons calcaires s'espacent au-dessus et à 25 m de la base ils disparaissent à peu près complètement.

9. MARNES GRÉSEUSES ET FAISCEAUX MARNO-CALCAIRES (80 m environ). Cette zone, caractérisée par une succession de faisceaux marnes-calcaires marneux, est en grande partie masquée par la végétation ; elle correspond certainement à plusieurs niveaux qu'il est impossible de séparer :

— à la base, un premier faisceau, formé de séquences rythmiques marnes-calcaires marneux, m'a livré des *Lamellibranches*, des *Serpules*, quelques *Exogyres* et un mauvais échantillon de *Protacanthoceras* sp.

— le second faisceau, gréseux, est peu net.

— un troisième faisceau renferme *Protocardium hillanum* Sow. et de nombreux moules de *Lamellibranches*.

Ces trois faisceaux alternent avec des zones marneuses ; l'ensemble a une puissance de 60 m environ.

Au-dessus, la coupe est beaucoup moins nette ; des bancs marno-gréseux, presque totalement masqués par la végétation sont remplis d'*Exogyra columba* LMK ; cette espèce abonde également à 80 m environ de la base de la zone 9, dans des marnes jaunâtres qui correspondent au dernier terme visible de la coupe et qui contiennent également *E. flabellata* D'ORB., *Alectryonia carinata* LMK et *Terebratulina phaseolina* LMK.

La présence de l'Albien à Beynes est encore hypothétique ; il peut correspondre en partie aux marnes grises sans fossiles comprises entre les calcaires barrémiens et les premiers bancs à *Orbitolina concava* LMK. Le Cénomaniens, néritique, est puissant malgré la fréquence des hard-grounds à certains niveaux ; les clastiques y sont très développés ; la glauconie est pratiquement absente (un seul banc est nettement glauconieux). La faune est riche et assez variée : les Orbitolines abondent dans les vingt premiers mètres où elles sont d'ailleurs localisées ; les Lamellibranches sont très communs et en particulier *Exogyra columba* dont les coquilles constituent à plusieurs reprises de véritables cordons ; les Gastéropodes jouent un rôle beaucoup moins important ; par contre les Ammonites sont assez fréquentes à la partie moyenne de l'étage. L'ensemble de ces caractères pétrographiques et paléontologiques rattache le Cénomaniens de Beynes au type de bordure de l'isthme durancien distingué par J. Sornay [1950].

CHABRIÈRES. — La localité de Chabrières a retenue depuis longtemps l'attention des géologues par sa richesse en fossiles argoviens (affleurement de la Clue de Chabrières) et barrémiens (gisement des Courtiers). A l'W de Chabrières, sur la rive droite de l'Asse, on peut observer la coupe suivante dans le ravin de Terre-Masse :

A) *Barrémien*. Calcaires clairs, très riches en Ammonites de l'horizon de Combe-petite (=Barrémien inférieur). Cet étage se termine par un hard-ground signalé pour la première fois par J. Goguel [1944].

B) *Aptien*. Ainsi que l'a montré J. Goguel [1944], le Bédoulien n'existe pas à Chabrières : le Barrémien est recouvert directement par des marnes noires très finement litées, épaisses de 90 m environ, dans lesquelles Velain a signalé en 1872 l'*Ammonites duvalianus*. J'ai récolté à ce niveau *Neohibolites semicanaliculatus* BLAINV. La base de la série marneuse ne montre aucune trace d'altération ni de remaniement au

contact du hard-ground barrémien : il est probable que la lacune du Barrémien supérieur et de l'Aptien inférieur provient de l'action de courants sous-marins, sans émergence.

C) *Albien lato sensu*. La partie supérieure de la série marneuse, généralement masquée par la végétation, est suffisamment ravinée au lieu dit Terre-Masse pour permettre une analyse détaillée :

1. MARNES GLAUCONIEUSES avec minces cordons calcaires, marno-gréseux, légèrement glauconieux ; ce niveau est peu fossilifère : *Neohibolites ultimus* (LIST.), *Puzosia quenstedti* PAR. et BON. var. *media* SEITZ., *Inoceramus concentricus* PARK. 7,50 m
2. CALCAIRE TRÈS GLAUCONIEUX, compact, dont la surface bosselée montre quelques pistes. 0,20
3. MARNES GLAUCONIEUSES, bleutées, assez riches en petits Gastéropodes : *Metacerithium* cf. *trimonile* MICH., *Pleurotomaria gibbsi* SOW., *Avellana* sp. et *Radioles*. 2
4. BANC TRÈS GLAUCONIEUX, peu compact, riche en Céphalopodes de grande taille mais de conservation médiocre. J'ai pu reconnaître : *Nautilus* sp., *Puzosia* sp. aff. *majoriana* D'ORB. (espèce prédominante), *Deiradoceras* sp.
On peut recueillir également dans ce banc de petites Ammonites sremaniées (*Puzosia* sp., *Leymeriella* sp., *Latidorsella* gr. *latidorsata* (MICH.), *Beudanticeras* sp.) accompagnées de galets calcaires, de débris charbonneux et de rognons pyriteux ; la surface du banc, mamelonnée et couverte de pistes, correspond à un hard-ground 0,30
5. MARNES GRISSES avec cordons espacés de calcaire marneux, grés-glauconieux 15
6. BANC CALCAIRE, gris bleuté, légèrement grés-glauconieux renfermant quelques fossiles mal conservés : *Pervinquieria* sp., *Hamites* sp., Échinide indéterminable 0,30
7. MARNES GRISÂTRES avec cordons grés-glauconieux 4
8. BANC DE CALCAIRE MARNO-GRÉSEUX dans lequel j'ai récolté *Paragaudryceras* sp. cf. *buddha* FORBES, *Pervinquieria* sp., *Hamites* sp. 0,40
9. MARNES GRISÂTRES 5

D) *Cénomaniens*. Les fossiles étant très rares au-dessus du banc à *Paragaudryceras*, les seules subdivisions que l'on peut faire dans le Cénomaniens sont basées sur la lithologie :

1. CALCAIRES MARNO-GRÉSEUX, AVEC NIVEAUX MARNEUX (15 m). J'ai récolté au toit de cette zone un exemplaire de *Mantelliceras* sp. cf. *mantelli* (SOW.) ; cependant, à la base, le calcaire légèrement grés-glauconieux est riche en Ammonites déroulées très écrasées (*Anisoceras* ?). La limite Albien-Cénomaniens est donc floue et la partie inférieure de cette zone peut aussi bien représenter le Vraconien terminal que le Cénomaniens basal.

2. MARNES AVEC CORDONS DE CALCAIRE MARNEUX, LÉGÈREMENT GRÉSEUX (33 m). La faune se réduit à des débris de Lamellibranches et à des Serpules indéterminables.

3. SÉQUENCES RYTHMIQUES, MARNES CALCAIRES MARNEUX (11 m).

4. MARNES AVEC CORDONS DE CALCAIRE MARNEUX (35 m).

5. GRÈS ET MARNES GRÉSEUSES (8 m) déterminant une zone plus compacte, en relief dans la topographie. Ce terme supérieur du Cénomaniens est raviné par le Ter-

tiaire (argile rouge oligocène) dont le conglomérat de base renferme d'assez nombreux galets gréseux et glauconieux remplis d'*Exogyra columba* LMK et d'*Orbitolina concava* LMK.

L'épaisseur de l'Albien *lato sensu* est donc de 34 m environ ; c'est la première fois que cet étage

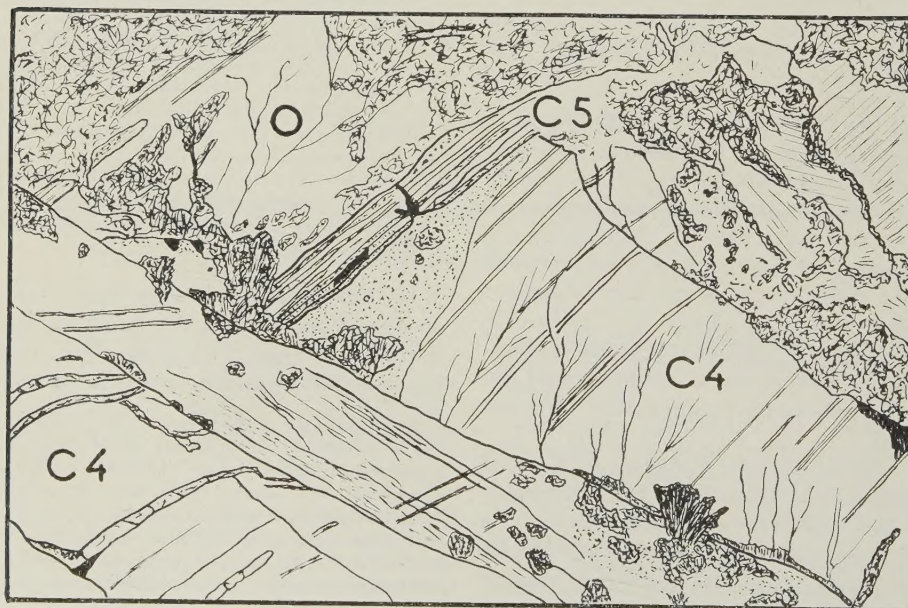
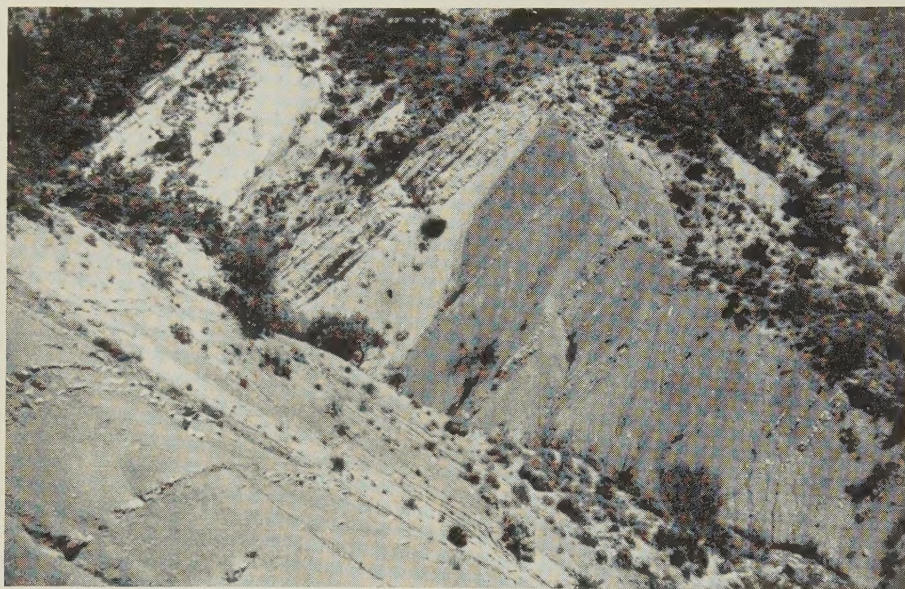


FIG. 2. — Contact Cénomaniens-Oligocène à Chabrières (ravin de Terre-Masse).

C⁴ : marnes à cordons de calcaire marneux ; C⁵ : barre gréseuse O : conglomérats et argiles bariolées oligocènes.

est signalé à Chabrières. Vélain [1872] en niait même catégoriquement l'existence et affirmait avoir vu directement sur les marnes noires aptiennes « des calcaires remplis d'*Ostrea columba* et d'*Orbitolites* ». Malgré son épaisseur notable, l'étage est incomplet ; les traces de remaniement sont importantes. Le début des temps albiens coïncide sensiblement avec une brusque variation des conditions bathymétriques : au milieu réducteur, riche en hydrogène sulfuré dans lequel s'est effectué le dépôt des boues bleutées aptiennes, succède un milieu oxydant avec courants (glauconie), apports de clastiques et faune relativement abondante. La sédimentation est beaucoup plus irrégulière qu'au cours de l'Aptien (fréquence des hard-grounds) ; c'est ainsi qu'on peut interpréter la surface bosselée, avec pistes, du banc 2 comme résultant d'une compaction différentielle du sédiment ; le banc 4 se termine — sur la rive droite du ravin de Terre-Masse — par un hard-ground et renferme des Ammonites roulées, le plus souvent très corrodées, et de nombreux galets calcaires, peu glauconieux, dont le diamètre moyen est de l'ordre de 5 cm ; sur la rive opposée du ravin, la surface du même banc — craquelée — est l'indice d'une interruption de la sédimentation, sans traces de remaniements. L'abondance des *Puzosia* de grande taille dans ce banc est tout à fait remarquable. Au-dessus, la sédimentation colloïdale reprend, avec tou-

tefois quelques passées calcaréo-glaucomeuses dans lesquelles est localisée la faune ; celle-ci permet de rattacher à l'Albien les niveaux 5 à 9.

Enfin la présence dans ce gisement de *Paragaudryceras* sp. cf. *buddha* FORBES mérite d'être soulignée, car cette Ammonite — abondante dans l'Albien moyen de l'Inde et de Madagascar — est très rare en Europe et n'avait été signalée que deux fois en France par Sayn [1895] dans le Cénomanien inférieur de Saint-Étienne-les-Orgues (B.-A.) et par I. Tomitch [1919] dans l'Albien de Bourras près la Palud du Moustiers (B.-A.).

Après un début de sédimentation calcaire au cours de laquelle se situe la limite Vraconien-Cénomanien difficile à établir avec précision étant donné la rareté des Ammonites, les dépôts sont à prédominance colloïdale. A la partie supérieure de l'étage, les clastiques apparaissent assez brusquement ; cet épisode gréseux s'est prolongé par le dépôt de calcaires grés-glauconieux à Ostracées et Orbitolines que l'on retrouve dans le conglomérat de base oligocène.

Malgré la faible distance entre les deux gisements, la faune, n'est pas analogue à celle de Beynes ; en particulier les Orbitolines et les Exogyres apparaissent plus tard dans le Cénomanien de Chabrières qui est — en outre — beaucoup plus pauvre en fossiles que celui de Beynes.

Comparaison avec les régions voisines.

A) MODIFICATION DES FACIÈS VERS L'OUEST. — Si à partir de la région étudiée nous nous dirigeons vers l'Ouest, les premiers affleurements cénomaniens rencontrés sont ceux des environs de Volonne, sur la rive gauche de la Durance.

J. Larmat [1939] a donné la coupe suivante du Cénomanien entre Salignac et Sourribes, au N de Volonne :

1. Grès verdâtres vraconiens.

2. Marno-calcaires et marnes gris-bleuté, glauconieux, à patine jaunâtre, très épais, ayant fourni *Schloenbachia varians* (Sow.), *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Acanthoceras rotomagense* BRGNT, *Inoceramus crispus* MANT., *Holaster subglobosus* LESKE.

3. Calcaires durs, blanc jaunâtre, siliceux, à faune silicifiée : *Acanthoceras rotomagense* BRGNT, *Turritella cenomanensis* GUER., *Exogyra columba* LMK.

Ce niveau, épais d'une quarantaine de mètres, est raviné par le Tertiaire.

Sur la rive droite de la Durance J. Sornay [1950] a relevé une coupe tout à fait comparable, entre

Cruis et Sigonce, à proximité de Saint-Étienne-les-Orgues.

Dans cette région de Volonne—Saint-Étienne-les-Orgues la base du Cénomanien est marno-calcaire et renferme des Ammonites ; les Exogyres apparaissent plus tardivement, ce qui n'est pas sans analogies avec Chabrières.

B) MODIFICATION DES FACIÈS VERS LE SUD. — Vers le Sud, on peut suivre le Cénomanien de Majastre jusqu'à la Palud, en passant par Châteauneuf-les-Moustiers. A l'approche du rivage durancien, l'élément gréseux prédomine, les hard-grounds sont très fréquents et les Lamelibranches représentent l'essentiel de la faune cénomaniennne ; l'Albien — glauconieux et d'épaisseur réduite — est mieux connu, notamment grâce aux récoltes d'A. Guebhard, mais l'analyse détaillée et la révision de la faune de ces gisements restent à faire.

C) MODIFICATION DES FACIÈS VERS L'EST. — A l'E de Beynes-Chabrières, l'Albien et le Cénomanien affleurent largement aux environs de Barrême, Moriez, Saint-André, etc.

L'Albien, marneux, forme avec l'Aptien une puissante série compréhensive qui passe insensiblement à sa partie supérieure au Cénomanien ; sa faune est connue par les publications de M. Breistroffer [1937 b].

Le Cénomanien marno-calcaire est épais ; les Exogyres et les Orbitolines ont disparues et les Céphalopodes sont abondants. Je donnerai ici, à titre d'exemple, la liste (encore provisoire) des fossiles récoltés dans le Cénomanien de Saint-Lions près de Barrême¹ :

Neoholites sp., *Cymatoceras* sp., *Phylloceras* (*Hyporbulites*) *seresitensis* PERV., *Phyllopachyceras* sp., *Gaudryceras* *cenomanense* nov. sp.², *Neogaudryceras* *collignonii* nov. sp.², *Paragaudryceras* sp., *Mesogaudryceras* *leptonema* SHARPE, *Tetragonites* cf. *timotheanus* (MAYOR) PICT., *T. jurinianus* PICT. var. *alpina* nov. var.², *T. sp.*, *Puzosia* *subplanulata* SCHLUTER, *Protacanthoceras* *harpax* (STOL.), *Calycoceras* *newboldi* (KOSSM.), *C. newboldi* (KOSSM.) var. *spinosa* (KOSSM.), *Acanthoceras* *rotomagense* BRGNT, *A. cf. evolutum* SHARPE, *Euomphaloceras* *meridionale* (STOL.), *E. medlicotti* (STOL.), *Schloenbachia* *subtuberculata* SHARPE, *S. subvarians* SHARPE, *S. varians* (SOW.) var. *trituberculata* SPATH, *S. aff. lymensis* SPATH, *Anisoceras* *saussurei* PICT., *Hamites* sp., *Turrilites* *costatus* LMK, *Scaphites* *aequalis* SOW., *Baculites* (*Sciponoceras*) *baculoides* MANT., *Avellana* *cassisi* D'ORB., *Turbo* sp., *Arca* sp., *Inoceramus* *crispi* MANT., *Variamussium* *inversum* NILSS., *Prospondylus* *dujardini* LEYM., *Codiopsis* *doma* DESM., *Holaster* *subglobosus* LESKE, *Terebratula* *dutempleana* D'ORB., *Kingena* *asperulina* STOL.

Tous ces fossiles ont été récoltés dans un banc marno-gréseux que l'on peut suivre sur 1 km environ dans les ravins au N du village de Saint-Lions, à la partie moyenne du Cénomanien. Cette faune est caractérisée par l'extrême abondance de quelques espèces : *Schloenbachia* *subtuber-*

culata, *S. subvarians*, *Puzosia* *subplanulata*, *Turrilites* *costatus* et, à un degré moindre, de *Calycoceras* *newboldi* (et var. *spinosa*) ; mais elle est surtout remarquable par la présence de nombreux individus appartenant aux familles des *Gaudryceratidae* et des *Tetragonitidae*.

Ainsi la persistance dans le Cénomanien de Saint-Lions d'espèces albiennes (*Anisoceras* *saussurei*, *Hamites*) associées à des formes du Cénomanien inférieur (*Puzosia* *subplanulata*, *Calycoceras* *newboldi*, *Scaphites* *aequalis*...) et supérieur (*Acanthoceras* *rotomagense*, *Euomphaloceras* *meridionale*, *Turrilites* *costatus*, *Holaster* *subglobosus*...) et l'abondance relative des Ammonites indopacifiques (*Tetragonitidae* et surtout *Gaudryceratidae*) confèrent à ce gisement un cachet très particulier qui méritait d'être souligné.

D) MODIFICATION DES FACIÈS VERS LE NORD-EST. — Au NE de la région Beynes-Chabrières, c'est-à-dire en définitive au N de Barrême-Saint-André, le Cénomanien conserve le faciès marno-calcaire mais les fossiles sont beaucoup plus rares. C'est ainsi que le Cénomanien qui affleure largement entre les localités de Thorame-Basse et Thorame-Haute est très marneux à la base (rares Inocérames) ; la partie supérieure — plus calcaire — passe au Turonien par des transitions insensibles ; je n'y ai récolté que de rares Ammonites mal conservées et la limite Cénomanien-Turonien est très difficile à préciser.

A Lambrousse, les caractères pétrographiques sont analogues ; sans être abondante la faune est plus variée et j'ai récolté à la partie moyenne de l'étage *Tetragonites* sp. aff. *jurinianus* PICT., *Mesogaudryceras* *leptonema* SHARPE (2 exemplaires) *Schloenbachia* *subtuberculata* SHARPE, *Inoceramus* sp.

Considérations paléontologiques.

Du point de vue paléontologique, la région étudiée est remarquable par l'abondance — relative certes mais cependant exceptionnelle pour la France — des Ammonites appartenant aux familles des *Gaudryceratidae* et des *Tetragonitidae*.

A) GAUDRYCERATIDAE. — *Paragaudryceras* *buddha* FORBES est pour l'instant localisé en France dans trois gisements bas-alpins : Saint-Étienne-les-Orgues (Cénomanien inférieur), Chabrières (limite Albien-Cénomanien) et Bourras près la Palud-du-Moustiers (Albien). Cette espèce

se rencontre donc dans les Basses-Alpes à un niveau plus élevé qu'à Madagascar (Albien moyen).

— *Paragaudryceras* sp. Un fragment d'Ammonite du Cénomanien de Saint-Lions appartient indiscutablement à ce genre ; il ne correspond à aucune espèce connue mais la cloison est invisible et il est en trop mauvais état pour être décrit.

1. Je remercie vivement M. Collignon qui m'a aidé dans la détermination des Ammonites.

2. Les espèces et variété nouvelles seront décrites dans une prochaine publication.

— *Gaudryceras cenomanense* nov. sp. du Cénomanien de Saint-Lions sera décrit et figuré prochainement ; je me bornerai à signaler ici que cette espèce nouvelle paraît réaliser une transition entre les genres *Mesogaudryceras* et *Gaudryceras* : du premier elle a l'aspect général, mais la largeur de son ombilic et la présence de côtes renflées en font incontestablement un *Gaudryceras stricto sensu*.

— *Mesogaudryceras leptonema* SHARPE, espèce de l'Angleterre et du Groenland, n'avait jamais été signalé en France ; j'en ai récolté de nombreux exemplaires dans le Cénomanien de Saint-Lions, Lambruisse, Hyèges, Saint-André, etc.

— *Neogaudryceras collignoni* nov. sp. du Cénomanien de Saint-Lions est particulièrement intéressant par son ancienneté ; ce genre, abondant au Japon et à Madagascar, est rare en Europe (*N. glaneggense* REDT de Gosau et Roumanie) ; son plus ancien représentant était *N. denseplicatum* JIMBO du Turonien du Japon. Cette espèce sera également décrite dans une prochaine note.

B) TETRAGONITIDAE. — Le genre *Tetragonites* est très rare en France au-dessus de l'Albien — exception faite toutefois du Cénomanien de Cassis (gisement du banc des Lombards) dont la faune est bien connue à la suite des travaux de M. Breistroffer [1937 a] et S. Fabre [1940]. Il est représenté à Saint-Lions par une vingtaine d'exemplaires qui sont très voisins pour la plupart de *T. timotheanus* (MAYOR) PICT. ; j'ai récolté également cette espèce à Lambruisse, où elle est moins abondante.

Enfin un échantillon du Cénomanien de Saint-Lions réalise une variété nouvelle de *T. jurinianus* PICT., qui diffère assez peu de la var. *angolaensis* HAAS de l'Albien de l'Angola.

Jusqu'à présent je n'ai retrouvé aucune de ces formes dans le Cénomanien du Sud-Est en dehors des Basses-Alpes et plus précisément de la région de Chabrières — Saint-André-les-Alpes.

Cette localisation si étroite d'espèces, pour la plupart nouvelles ou très rares en France, est particulièrement remarquable et difficile à expliquer pour l'instant, malgré le rôle évident de la profondeur.

Conclusion.

La région étudiée montre un passage rapide entre les faciès subalpins et littoraux de l'Albo-Cénomanien : aux environs de Barrême et de Saint-André, la puissante série des marnes noires albiennes renferme quelques *Neohibolites* et des Ammonites pyriteuses ; le Cénomanien, marno-calcaire, est riche en Céphalopodes. A Beynes, l'Albien n'est pas représenté de façon certaine ; le Cénomanien est franchement néritique, gréseux, riche en Orbitolines, en Brachiopodes et surtout en Exogyres.

Les environs de Chabrières constituent par conséquent une zone charnière où l'Albien, encore épais, montre cependant de nombreuses traces de remaniements ; le Cénomanien offre des analogies certaines avec celui de Volonne : la partie inférieure est marno-calcaire, mais les clastiques, les Orbitolines et les Exogyres apparaissent au sommet de l'étage.

Il convient d'ailleurs de remarquer que cette région a constitué dès le Jurassique un îlot de faciès à affinités provençales dans la zone sub-alpine. Lors de la Réunion extraordinaire de la

Société géologique dans les Basses-Alpes, W. Kilian [1895 b] a insisté sur le caractère particulier du Néocomien de Chabrières. Je rappellerai ici la conclusion de sa note : « A Chabrières, nous nous trouvons au point extrême qu'aient atteint vers le Nord quelques-uns de ces caractères spéciaux du Néocomien sublittoral, comme le faciès glauconieux et le faciès à Spatangues qui viennent ici se perdre au milieu de la série à type vaseux et à Céphalopodes. Il ne paraît cependant pas y avoir encore ici de lacunes dans la série des couches ; néanmoins le Barrémien accuse déjà, on l'a vu, une réduction d'épaisseur significative. »

Les influences méridionales sont encore plus prononcées que ne le supposait W. Kilian puisque des lacunes existent effectivement à divers niveaux (contact Barrémien-Aptien ; Albien ; sommet du Cénomanien) et que le cachet néritique de la sédimentation se poursuit et même s'accroît pendant le Cénomanien dont les termes supérieurs sont analogues à ce que l'on retrouve plus à l'Ouest ou au Sud à l'approche des rivages duranciens.

Bibliographie.

- BREISTROFFER M. (1937 a). — Sur l'âge exact du banc des Lombards près Cassis (B.-du-Rh.). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 250.
- (1937 b). — Sur les niveaux fossilifères de l'Albien dans la fosse vocontienne (Drôme, Hautes-Alpes, et Basses-Alpes). *C. R. Ac. Sc.*, t. 204, p. 1492.
- (1939). — Sur le Cénomanién inférieur de la fosse vocontienne (Hautes-Alpes et Drôme). *Ibid.*, t. 208, p. 1514.
- COLLIGNON M. (1956). — Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). V : Les *Gaudryceratidae* ; VI : Les *Tetragonitidae*. *Ann. géol. Serv. Mines Madagascar*, fasc. XXIII.
- FABRE S. (1940). — Le Crétacé supérieur de la Basse Provence occidentale. I : Cénomanién et Turonien. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. 14.
- FALLOT E. (1885). — Étude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le Sud-Est de la France. *Ann. Sc. géol.*, vol. XVIII, p. 109.
- (1886). — Marnes infracénomaniennes des environs d'Hyèges. *B. S. G. F.*, (3), XIV, p. 523.
- GOGUEL J. (1944). — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLIV, n° 215.
- (1954). — A propos de la profondeur de dépôt des marnes à Ammonites pyriteuses. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 222.
- HAUG E. (1891). — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. III, n° 21, p. 102-117.
- JACOB Ch. (1907). — Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. VIII, fasc. 2, cf. p. 409-411.
- KILIAN W. (1895 a). — Note stratigraphique sur les environs de Sisteron. *B. S. G. F.*, (3), XXIII, p. 762-798.
- (1895 b). — Sur divers gisements des environs de Castellane. *Ibid.*, (3), XXIII, p. 897.
- LARMAT J. (1939). — Contribution à l'étude du Cénomanién de la Montagne de Lure. *Dipl. Ét. sup. Fac. Sc. Lyon*.
- RUTTEN G. (1953). — Sur la genèse des dépôts à Ammonites pyriteuses. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 305.
- SAYN G. (1895). — Réunion extraordinaire de la S. G. F. dans les Basses-Alpes. Excursion du 20 septembre 1895 à Forcalquier, Saint-Étienne-les-Orgues et Banon. *B. S. G. F.*, (3), XXIII, p. 843.
- SORNAY J. (1950). — Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XXVII, cf. p. 204.
- TERMIER H. et G. (1954). — Sur les conditions de formation des faunes pyriteuses. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 86.
- TOMITCH I. (1919). — Contribution à la connaissance de l'étage Albien dans le Sud-Est de la France. *Notes provençales*, n°s 6-7, p. 20.
- VELAIN (1872). — Réunion extraordinaire de la S. G. F. à Digne (B.-A.). Compte rendu des courses des 10, 11 et 12 septembre. *B. S. G. F.*, (2), XXIX, p. 673.

Un tableau stratigraphique du Primaire sur le bord nord du bassin d'Aquitaine

Identification du Gothlandien

par Gilbert MATHIEU*.

Sommaire. — Quelques retouches sont apportées au tableau stratigraphique exposé il y a plus de vingt ans, en le complétant grâce à des arguments paléontologiques nouveaux. Le Gothlandien est bien identifié dans la gorge du Saumort (Deux-Sèvres). Des remarques sur la tectonique et sur le métamorphisme ainsi qu'une comparaison avec le Massif central terminent cette étude.

Dans cette note, je résume les progrès accomplis depuis quelques années dans l'analyse stratigraphique du massif primaire de Vendée. Il ne s'agit d'ailleurs pas du simple département de la Vendée mais de l'ensemble Mauges (Vendée angevine), Bocage vendéen et Gâtine de Parthenay, c'est-à-dire le quadrilatère en Primaire Nantes, Doué-la-Fontaine, Thouars, Niort, les Sables-d'Olonne. Cette région assez vaste constitue la bordure schisteuse au NW du bassin d'Aquitaine.

J'avais proposé en 1937 une interprétation sur l'âge des épaisses séries schisteuses azoïques de Vendée désignées sous la notation de X sur les premières éditions des cartes géologiques de France. Les bandes de quartzite blanc de la Châtaigneraie, avec poudingues intercalés, étaient considérées comme représentant le grès armoricain de Bretagne et les schistes pourprés et poudingues de Sigournais comme du Cambrien. On laissait dans le Briovérien (Infracambrien de Pruvost [1951]) de très grandes étendues de schistes à phthanite.

Au point de vue structural, d'étroites arêtes de Cambro-Silurien étaient tracées depuis la région nantaise jusqu'au Lias d'Aquitaine, dans la région de Fontenay-le-Comte, Saint-Maixent.

Depuis, les observations sur le terrain ont été poursuivies pour l'établissement de la 2^e édition des différentes feuilles de Vendée de la carte géologique de France au 80 000^e, puis la coordination des contours pour la 2^e édition de la feuille au 320 000^e.

Les séries du Cambro-Silurien, très peu métamorphiques dans la fosse de Chantonay, ne sont

que *cryptozoïques* et des gîtes fossilifères ont été découverts depuis l'année 1937. Ces gisements de fossiles écrasés sont situés sur les arêtes synclinales définies dans les essais de synthèses tectoniques précédemment publiées [Mathieu, 1936, 1937].

Il y a donc lieu d'apporter quelques retouches au tableau stratigraphique exposé, il y a plus de vingt ans, en le complétant grâce à des arguments paléontologiques nouveaux.

Ces gîtes fossilifères nouveaux, en plus de celui du Givétien de la Ville-Dé-d'Ardin, sont la tranchée de la route au S du village de Réaumur (Vendée) [Mathieu, 1941] et la gorge de la rivière le Saumort au pont du Moulin Gachet (commune de Puy-Hardy, Deux-Sèvres).

Le gisement de Réaumur [Mathieu, 1941], qui nous était connu dès 1940, démontre l'existence des schistes d'Angers en Vendée dans le synclinal de Saint-Pierre-du-Chemin. Récemment, au cours de l'excursion de la Faculté des Sciences de Poitiers à travers la Gâtine en mai 1957, de nombreux Brachiopodes furent trouvés dans les schistes verts en grandes dalles (formation dite du Saumort) de la gorge de Puy-Hardy. Les fossiles, qui se présentent à l'état d'empreintes en creux écrasées, sont néanmoins déterminables et indiquent le Silurien supérieur pour cette alternance de schiste et quartzite vert de la Gâtine.

Le Dr Pillet (d'Angers) avait constaté également de son côté, au cours d'un voyage en Gâtine, la présence des empreintes écrasées d'*Or-*

* Note présentée à la séance du 20 février 1961.

this à Puy-Hardy et a bien voulu m'en avertir.

Le gîte fossilifère a donc été remarqué par deux géologues à quelques années de distance.

L'INFRACAMBRIEN. — D'épaisses séries de schistes séricitiques et chloriteux constituent près de la moitié du sous-sol du Bocage vendéen. C'est

le Briovérien des anciens auteurs. On y rencontre le niveau des phanites noirs charbonneux, étage de Lamballe de Ch. Barrois.

Dans cette série s'intercalent des bancs de quartzites noirs très durs. Des épanchements de diabases ophitiques sont fréquents dans la région de Thouars, tandis que dans la région

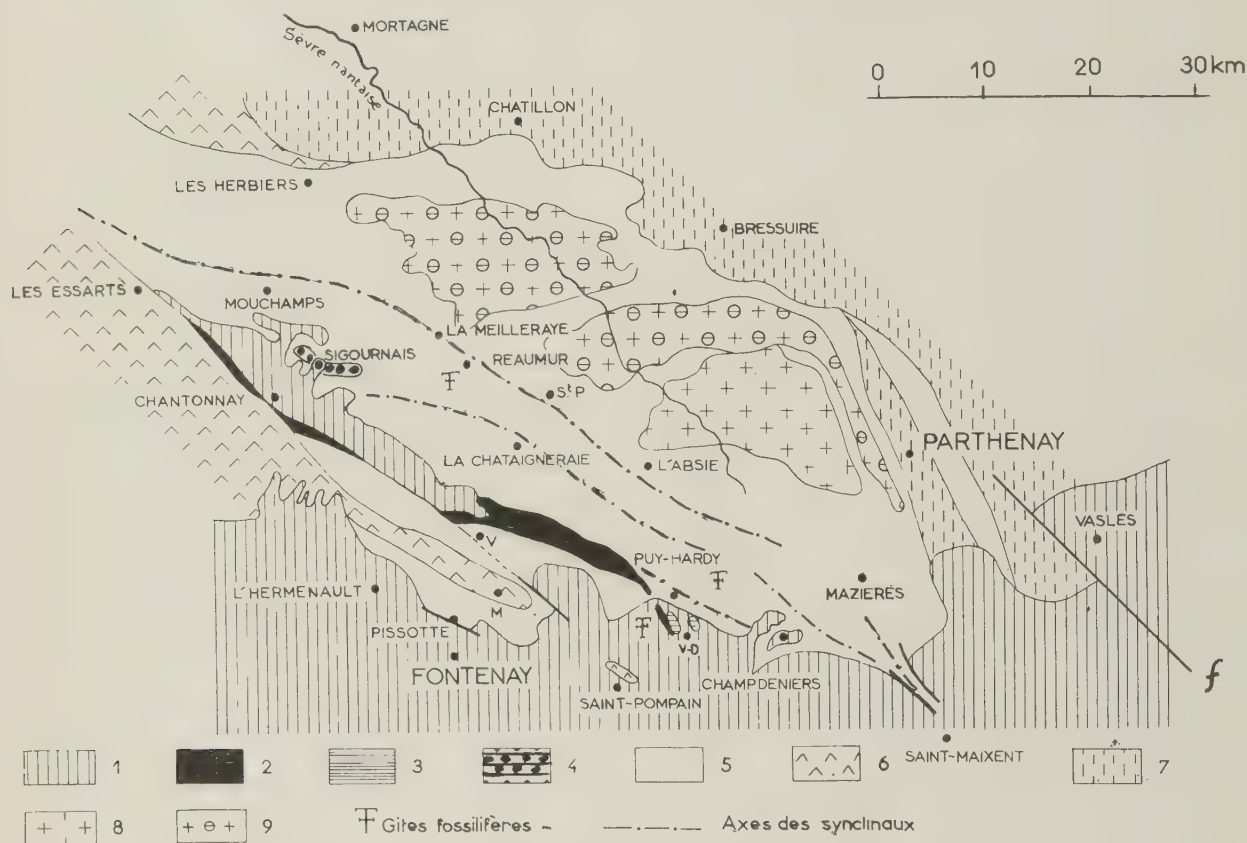


FIG. 1. — Carte des gîtes fossilifères dans le Primaire.

1 : Jurassique ; 2 : Houiller du Namurien au Stéphanien ; 3 : Dévonien ; 4 : poudingue pourpre de Sigournais ; 5 : série schisteuse (X des cartes géologiques, 1^{res} éditions) ; 6 : schistes cristallins ; 7 : granulite et granites à deux micas ; 8 : granite porphyroïde de Neuvy-Bouin ; 9 : granites à amphibole de Pouzanges et de Parthenay-le-Vieux ; f : faille.

Abréviations. M : Mervent ; V : Vouvant ; V-D : Ville-Dé-d'Ardin ; St P : Saint-Pierre-du-Chemin.

côtière au N des Sables-d'Olonne ce sont des rhyolites, qui s'intercalent sous les phanites ou au-dessus (coupe de Brétignolles).

L'étage des phanites de Lamballe est généralement englobé dans la zone des micaschistes supérieurs du métamorphisme général. A la base, les schistes séricitiques viennent s'appuyer sur des amphibolites épaisses et généralement bien stratifiées.

La série des schistes séricitiques du Briovérien

forme de puissants affleurements dans les Mauges entre Vallet et Beaupréau au fond de la vallée de la Sanguère. On peut aussi observer le détail de cette formation dans les falaises de Croix-de-Vie et Sion sur l'océan. On voit enfin ces schistes séricitiques au viaduc de l'angle entre Chantonay et Bournezeau.

Je cite ces affleurements comme pouvant fournir de bonnes coupes de terrain, mais le but de ma note n'est pas l'analyse de détail du Brio-

vérien de Vendée et je m'efforcerai au contraire de concentrer des observations échelonnées sur de nombreuses années.

Pour classer le Briovérien de Vendée, on dispose comme en Bretagne de la formation du poudingue de Gourin. Ce poudingue de Gourin est représenté en Vendée par le poudingue et les brèches de Saint-Fulgent signalés depuis longtemps. Dans la fosse de Chantonay, l'assise de Lamballe s'étend depuis l'anticlinal des gneiss de Montaigu-Vendée jusqu'à Saint-Fulgent, tandis que l'étage de Gourin occupe l'espace compris entre la ligne Saint-Fulgent-Pouzauges et le bord nord du synclinal de Saint-Pierre-du-Chemin.

La région de Beaupréau dans les Mauges est complexe dans les détails de la tectonique du Briovérien. Il existe une cuvette synclinale de schiste vert en plaquettes dans laquelle il a été découvert, lors de la révision de la feuille de Cholet, un très beau banc de calcaire cipolin dans la carrière du Petit Coin [Mathieu et Gabilly, 1955]. Il est probable que le niveau calcaire que nous comparerons volontiers au calcaire de Saint-Thurial, en Bretagne, existe aussi dans la fosse de Chantonay, mais comme cette région est très couverte il avait jusqu'à présent échappé à l'observation.

En effet dans la coupe toute récente de la tranchée du gaz de Lacq, M. Abel Brillanceau a pu relever la présence à la fois de beaux bancs du poudingue de Gourin et du niveau calcaire de la série de Gourin près du bourg de Saint-Fulgent (f. de La Roche-sur-Yon au 80 000^e). (M. Brillanceau publiera cette coupe très prochainement.)

On est conduit à admettre en Vendée les divisions essentielles en trois étages proposées par Ch. Barrois et P. Pruvost en Bretagne pour les séries anciennes X (tabl. 1)..

Le calcaire cipolin de Sauveterre au N des Sables-d'Olonne, dans la série des schistes cristallins de la côte de Vendée, que j'avais comparé primitivement au calcaire de Saint-Thurial, est situé géométriquement sous les phthanites de Brétignolles-sur-Mer, si on supprime toute faille inverse importante.

A la suite des relevés de détails de M^{me} Ters [1951], je me range à son opinion de le considérer comme infracambrien inférieur sous les phthanites.

Le calcaire cipolin de Sauveterre occuperait alors un niveau analogue au cipolin de Paimpol dans la région briovérienne de la baie de Saint-Brieuc.

SILURIEN. — Trémadocien. Dans sa dernière publication sur la classification des terrains d'âge cambrien et silurien du Massif armoricain, M. Pierre Pruvost [1959 a] prend le parti de ranger la série pourprée de Bretagne dans le Trémadocien. Dans un tableau stratigraphique général, cette opinion est également donnée pour faire la synthèse des dépôts du Cambrien dans le Massif armoricain [Pruvost, 1958 b, fig. 22].

Au milieu de la fosse de Chantonay entre Mouchamps-Chantonay et La Châtaigneraie, on voit se développer des schistes, grès et conglomérats d'une teinte pourprée. Il est logique d'y voir la formation classique de Bretagne, dite *série pourprée*.

Les conglomérats sont surtout typiques autour de Sigournais dans le synclinal de La Châtaigneraie, coiffés d'ailleurs par une butte d'Hettangien, mais on les retrouve aussi dans le synclinal de Saint-Pierre-du-Chemin dans les côtes situés au N du Colombier de Mouchamps.

Les schistes pourprés de Vendée ne renferment pas de bancs fossilifères mais nous ont livré des traces organiques tels que des *Vexillum*, au N du Jurassique de Chantonay.

		BRETAGNE	VENDÉE
CAMBRIEN INFRACAMBRIEN	Briovérien supérieur	Schiste vert de Néant Calcaire de Saint-Thurial Poudingue de Gourin Schiste séricitique avec phthanite de Lamballe	Schiste bleu-vert en plaquette du château de Beaupréau Calcaire cipolin du Petit-Coin Poudingue de Saint-Fulgent. Série des schistes de Saint-Gilles et des grauwackes de Sion sur l'océan ; phthanite de Brétignolles
	Briovérien moyen		
	Briovérien inférieur	Série ophiolitique d'Erquy (revue récemment par J. COGNÉ)	Amphibolites du Loroux-Botttereau, et de Montaigu-Vendée.

TABL. 1.

Les schistes pourprés n'existent que dans la fosse de Chantonay et ils sont inconnus dans les Mauges et la région côtière de Vendée. Le grès armoricain dans la région des Mauges, sous forme de quartzites et poudingues de Tréménines, serait transgressif sur l'étage de Gourin contenant les calcaires cipolins de Beaupréau.

Cette formation du Cambrien supérieur paraît avoir été envahie par de puissantes coulées volcaniques qui ont donné les rhyolites de Puybéliard et du Busseau, de plus en plus écrasées en descendant vers Saint-Maixent. En certains points du synclinal de La Châtaigneraie, par exemple tranchée de la voie ferrée entre Mazières et Champdeniers, les schistes pourprés sont incontestablement interstratifiés au milieu des rhyolites, ce qui date ces coulées.

Ordovicien. Le Silurien de la fosse de Chantonay a longtemps été méconnu. Élie de Beaumont [Dufrénoy et de Beaumont, 1848] écrivait : « Le grès armoricain manque en Vendée et nous sommes privés de l'horizon géognostique qui nous a été si précieux en Bretagne pour classer les deux terrains de transition ». Ch. Barrois [1897] a considéré ensuite que les grès et poudingue de la Tonnelle entre Mouilleron-en-Pareds et Chantonay pouvait représenter un *faciès vendéen* du poudingue pourprés de Bretagne.

La détermination de la présence du Silurien, dans les reliefs du Bocage vendéen et le promontoire de la forêt de Secondigny dominant la plaine jurassique de Niort, marque un progrès dans la connaissance du Massif armoricain.

Grès armoricain. Le quartzite blanc séricitique exploité à La Châtaigneraie et à Cheffois avec bancs de poudingues intercalés présente une puissance de plus de 100 m dans la très intéressante carrière de la butte de Cheffois. Il était logique de le considérer comme représentant en Vendée le grès armoricain de Bretagne. Mais ce quartzite blanc séricitique traversé de grosses veinules de quartz blanc laiteux n'est pas fossilifère et n'a pu être daté directement mais seulement par sa position stratigraphique. Le quartzite blanc s'enfonce le long de la vallée du Petit-Lay sous des schistes siluriens.

Schistes d'Angers. Dans le synclinal de Réaumur, Saint-Pierre-du-Chemin, des schistes sombres d'une teinte noir-bleu ont livré à Réaumur une faune de petits Lamellibranches *taxodontes* qui indiquent l'Ordovicien. L'analogie pétrographique avec la Bretagne a permis de déterminer la succession grès armoricain-schistes d'Angers [Mathieu, 1941].

Notons qu'un puits foré à Mouchamps dans la région du Colombier a rencontré une interca-

lation de rhyolite blanche dans les schistes d'Angers vendéens, d'ailleurs non exploités comme ardoises.

Gothlandien. Il n'est pas prouvé pour le moment que les schistes sans fossiles superposés aux schistes d'Angers dans le synclinal de Saint-Pierre-du-Chemin, représentent le Silurien supérieur. Un accident inverse est certain puisqu'on retrouve de nouveau la série du Cambrien-Ordovicien dans le synclinal de la Châtaigneraie. Une faille sur le bord sud du synclinal de Saint-Pierre ramènerait le Briovérien avec laccolithes de microdiorites quartzifères en superposition anormale sur les schistes d'Angers. (Cela fut notre première hypothèse.)

Mais il serait assez extraordinaire que le jeu des accidents tectoniques se fassent toujours dans la même position stratigraphique avec suppression du Gothlandien dans tous les synclinaux.

Le Silurien supérieur existe effectivement à l'extrémité sud-est de la Gâtine au voisinage de la pointe sud du bassin houiller de Vouvant et du gisement de Dévonien moyen de la Ville-d'Ardin, près de la limite nord du Lias.

Depuis longtemps on connaît dans cette région un axe de quartzite rouge séricitique allant de Faymoreau-les-Mines (La Rue) au Roc de la Chaise près de Champdeniers (Deux-Sèvres).

Sous ce quartzite rouge dans le fond des gorges du Saumort, on observe une série de schiste vert siliceux, en grandes dalles inclinées 45° NNE. Ces schistes très peu métamorphiques nous ont livré lors d'excursions répétées de mai 1957 à octobre 1960 des dizaines d'empreintes en creux, écrasées, de Brachiopodes parmi lesquelles il est toutefois possible de faire quelques déterminations grâce à des moulages à la cire. Les Brachiopodes écrasés sont localisés dans deux lits d'un schiste d'aspect un peu cellulaire. Le gîte fossilifère se trouve dans la tranchée de la route de Fénieux à Puy-Hardy, près du pont du Moulin Gachet dans la traversée de la gorge du Saumort affluent de l'Autize.

On peut reconnaître *Orthis berthoisii* var. *erratica* DAV., *Leptaena depressa*, *Strophomena expansa* Sow., *Strophomena cf. pecten* LINNÉ.

L'ornementation avec côtes rayonnantes bifurquées de *Strophomena expansa* permet une détermination exacte d'après la pl. XV, fig. 1 à 5 de Davidson¹. Cela nous donne le niveau, dans le Silurien, du Llandovery. On doit en conclure que la mer du Silurien supérieur a envahi com-

1. DAVIDSON T. (1883) : Supplement to the fossil Brachiopoda, vol. V, part II (Silurian), p. 194. *Pal. Society London*, vol. XXXVII.

plètement, dans les Deux-Sèvres et la Vendée, la fosse de Chantonay tandis qu'au Nord la région des Mauges constituait une cordillère séparant le bassin d'Ancenis de la Vendée. Présentant un faciès à Brachiopodes, le Gothlandien de la fosse de Chantonay paraît assez littoral.

REMARQUE SUR LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DE LA FAUNE FOSSILE DE PUY-HARDY. — La faune récoltée à Puy-Hardy pour une centaine d'empreintes écrasées d'Orthisidés ne montre aucun *Spirifer* ce qui exclut un âge dévonien ou dinantien. *Leptaena depressa* a une extension verticale considérable du Gothlandien au Carbonifère. *Strophomena pecten* existe dans le Caradoc et le Llandovery tandis que *Orthis berthoisii* est localisé en Bretagne dans le grès de Saint-Germain (Caradoc). *Strophomena expansa* est connu uniquement dans le Llandovery. Finalement la faune de Puy-Hardy doit être située dans le Gothlandien inférieur.

DÉVONIEN. — La mer du Dévonien moyen s'est avancée dans un chenal qui deviendra plus tard

un sillon carbonifère. Il en reste un dépôt corallien à *Stringocephalus burtini* ; ce sont les marbres de la Ville-Dé-d'Ardin dont un gisement se trouve dans la vallée du Saumort à 2,5 km environ au S de la gorge de Puy-Hardy où existe le Gothlandien. Mais cette série à pendage nord-est présente la superposition anormale du Silurien sur le Dévonien. Il y a une faille, ce qui est très vraisemblable en raison de l'accident du bord nord du bassin houiller de Vouvant dont le prolongement séparerait le Dévonien du Silurien (voir fig. 2).

Au N du Moulin de la Vergnée, les schistes bariolés du fond du Saumort pourraient représenter du Frasnien et du Faménien : série à pendage 45° NE qui bute par faille contre le Cambro-Silurien de la Gâtine.

Un autre gîte de calcaire est celui de Malabrit entre Rocheservière et Vieille-Vigne. Cette len-

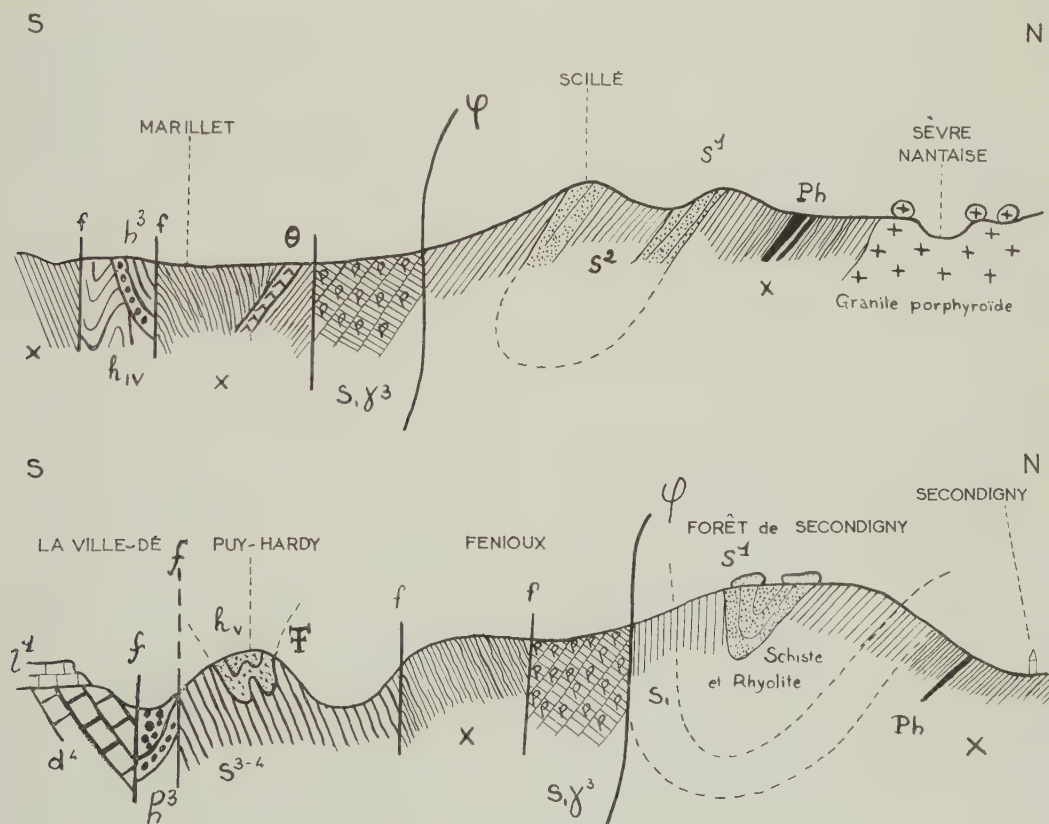


FIG. 2. — Deux coupes schématiques parallèles à travers les collines de la Gâtine de Parthenay.

X : quartzophyllades du Briovérien ; Ph : phthanites ; S₁ : schiste et rhyolite du Trémadocien ; S₁γ₃ : rhyolite dynamométamorphique ; S¹ : grès armoricain ; S² : schiste bleuté pyriteux = Schiste d'Angers ; S³⁻⁴ : série schisteuse de Puy-Hardy avec *Orthis* écrasés ; d⁴ : calcaire marbre du Givétien ; h_V : quartzite rouge séricitique de Champdeniers ; h_{IV} : Namurien ; h³ : Stéphanien ; f : faille directe d'effondrement ; φ : faille de laminage ; θ : diabase ; l¹ : Hettangien.

tille de calcaire dolomitique est accolée au Stéphanien de Malabrit, elle n'est pas fossilifère mais doit représenter du Dévonien.

CARBONIFÈRE.

Dinantien. Age du quartzite rouge du Roc de la Chaise. C'est le quartzite rouge du Moulin de la Trainie (en Puy-Hardy) et du Roc de la Chaise, près de Champdeniers, qui pose le problème stratigraphique le plus délicat.

Il s'agit d'un quartzite rouge séricitique énergiquement plissé en plis à faible rayon de courbure (style jurassien). Jules Welsch [1903] l'avait comparé à tort au faciès *verrucano* des Alpes. Ce quartzite, qui a fourni les galets des poudingues à la base du faisceau de Faymoreau-les-Mines à flore du Namurien, est donc antérieur au Namurien, contrairement à ce que pensait Welsch.

D'autre part, en raison du style tectonique très particulier du quartzite rouge séricitique qui forme d'étroites lentilles au milieu d'un ensemble incliné NE 45°, on conclut que cette assise de quartzite doit être discordante sur le substratum de Cambrien-Silurien de la Gâtine.

Le plus logique est de considérer le quartzite rouge de Champdeniers, attribué antérieurement au Silurien inférieur, comme du Carbonifère inférieur, faciès continental du Culm. D'ailleurs, dans l'ennoyage du synclinal de Champdeniers, Moulin-de-la-Trainie, La Rue, se trouve la petite lentille de Houiller du Fougeroux (S du Busseau), en dehors du bassin houiller de Vouvant. A Chalonnes-sur-Loire les schistes du Dinantien ont le faciès rouge.

On peut considérer que la discordance du quartzite rouge du Moulin-de-la-Trainie sur le Gothlandien de Puy-Hardy, gorge du Saumort, est le fait d'un plissement d'âge *calédonien*.

Le quartzite rouge ravine le Dévonien de la Ville-Dé-d'Ardin et ce même quartzite dinantien a été lui-même plissé et redressé avant les érosions du Westphalien. Ainsi, peut-on mettre en évidence la phase bretonne de la chaîne carbonifère en Vendée.

Westphalien et Stéphanien. Le terrain houiller du bassin de Vouvant n'offre pas de nouveauté par rapport à la description qui en a été donnée en 1937, et les mines d'Épagne et de Faymoreau sont désormais fermées.

Le Namurien avec une assez belle flore fossile est conservé dans la pointe sud du bassin de Vouvant, région de Faymoreau-Saint-Laurs. Malheureusement, au point de vue économique, le gisement du Namurien s'étire en pointe à Saint-Laurs. Le prolongement ou la réouverture du

bassin houiller sous la couverture jurassique est un problème géologique non résolu.

Ce gisement namurien a été fortement plissé avec des veines inclinées à 75°, tandis que la cuvette en Stéphanien de la Verrerie présentait des couches assez plates (pendage 5 à 15°).

Au S de Chantonay, la petite lentille de Carbonifère de la mine du Temple a révélé une flore fossile à *Linopteris sub-brongniarti* et *Sphenopteris trifoliata* qui lui confère un âge westphalien supérieur.

Le sillon carbonifère de Vendée comporte surtout du Stéphanien, on connaît les lentilles suivantes :

Saint-Mars-de-Coutais, au bord du lac de Grand'Lieu, Malabrit, entre Rocheservière et Vieille-Vigne, La Marzelle, au N de Chantonay,

Gisement d'Épagne-La Verrerie dans le bassin de Vouvant,

Poudingue du cimetière aux chiens (La Ville-Dé-d'Ardin).

Il y a une transgression du Stéphanien du Sud vers le Nord, car la flore d'Épagne est de l'assise de Rive-de-Gier, tandis que celle de la Marzelle et de Malabrit appartient au Stéphanien moyen.

Les conglomérats de base du Stéphanien sont discordants sur le Givétien de la Ville-Dé-d'Ardin ; enfin une importante discordance du Stéphanien sur le Namurien peut être décelée à Faymoreau-les-Mines d'après l'ensemble des travaux miniers.

Ajoutons que les conglomérats de la Verrerie sont datés par la flore fossile de la veine Verrerie, exploitée il y a environ un siècle, mais dont les empreintes sont conservées aux musées de La Rochelle et de Niort, où nous avons pu examiner il y a quelques années d'assez beaux échantillons.

Tectonique et métamorphisme. Il y a de très nombreuses phases tectoniques visibles juste à la limite du Primaire du Massif armoricain et du Lias du bassin d'Aquitaine.

Le quartzite rouge du Roc-de-la-Chaise plissé à l'extrême est discordant sur les grands plis profonds du Cambro-Silurien.

Le Stéphanien est en discordance sur le Givétien et également discordant sur le Namurien (phase asturienne).

Le Stéphanien lui-même est redressé (coupe de la Vendée à Puy-de-Serre) et l'Hettangien horizontal repose sur les bancs des poudingues stéphanien ou du calcaire givétien.

Les découvertes de quelques fossiles siluriens en Vendée, des Lamellibranches ordoviciens à Réaumur et des Brachiopodes gothlandiens à Puy-Hardy permettent de préciser l'âge du métamorphisme général en cette région.

Les séries de l'Infracambrien (quartzophyllades avec bandes de phthanites) sont prises le plus souvent dans la zone des micaschistes supérieurs. Le Silurien de la fosse de Chantonay n'est que très légèrement métamorphique, montrant quelques éléments macroscopiques de muscovite dans les schistes ordoviciens de Réaumur (Vendée). En plaque mince, on constate dans le schiste vert de Puy-Hardy, le développement de paillettes de séricite et de chlorite avec également la production de granules d'épidote. Il existe aussi des éléments de feldspaths calcosodiques, mais ils paraissent d'origine détritique.

Le Dévonien n'est nullement métamorphique et ne présente que de simples veinules de calcite.

En conséquence, une époque importante pour la production des roches métamorphiques est la limite Gothlandien-Dévonien, il s'agit donc d'un métamorphisme calédonien.

On sait grâce aux études du Commissariat à l'énergie atomique² (Division de Vendée) que la masse principale du granite de Vendée est d'âge carbonifère donné par la détermination de l'âge absolu (250 M. A.).

Ces granites ont des auréoles de métamorphisme de contact non négligeables, ce qui fait deux métamorphismes très échelonnés dans le Primaire : l'un calédonien, l'autre tarde-hercynien.

Le tableau des formations primaires peut être établi comme suit :

HETTANGIEN	: transgression marine du calcaire jaune nankin, cuvettes d'argile, de sable ou de grès de l'Hermenault, Cherveux, de Ménigoute, avec <i>Lepidopteris</i> phase saalienne
STÉPHANIEN	: faisceau d'Espagne faisceaux de la Verrerie conglomérat de la Verrerie phase asturienne
NAMURIEN	: faisceau de Faymoreau et Saint-Laurs conglomérats de Saint-Laurs
CULM	: quartzite rouge séricitique de Champdeniers phase bretonne
FRASNIEN	: calcaire dolomitique de Malabrit
GIVÉTIEN	: calcaire marbre à Polypiers de la Ville-Dé
GOTHLANDIEN	: dalle verte du Saumort avec <i>Orthis</i>
ORDOVICIEN	: schistes à Lamellibranches de Réaumur grès de La Châtaigneraie et Cheffois
TRÉMADOCIEN	: rhyolite dynamométamorphique de Puybéliard et du Busseau schiste pourpré et conglomérat de Sigournais phase vendéenne de P. Pruvost
GÉORGIEN + ACADIEN	: cipolin de Beaupréau poudingue et brèche de Saint-Fulgent.

INFRACAMBRIEN : quartzophyllades avec phthanite
amphibolites
série des schistes cristallins des Sables-d'Olonne avec calcaire cipolin de Sauveterre.

COMPARAISON AVEC LE MASSIF CENTRAL. — J'ai déjà attiré l'attention des géologues [Mathieu, 1945] sur la similitude de la série du Primaire au N de Brive-la-Gaillarde avec la série vendéenne. On y relève une assez puissante assise de quartzite blanc du Puy de l'Age (au S de Pompadour), identique lithologiquement au quartzite de La Châtaigneraie (en Vendée) ; puis une rhyolite dynamométamorphique de Génis, très justement nommée orthogneiss de rhyolite par M. Roques (légende carte géologique de Tulle) qui est très semblable à la rhyolite de Puybéliard en Vendée.

En superposition sur le quartzite du Puy de l'Age se place la série schisteuse des phyllades vertes de Lanouaille avec nombreuses coulées diabasiques interstratifiées. On ne peut s'empêcher de penser à la série silurienne diabasique du Menez Hom de Bretagne magistralement décrite par Ch. Barrois [1890]. Or les phyllades vertes satinées, légèrement séricitiques, de Lanouaille ne sont pas sans analogie avec la série des phyllades de Puy-Hardy ayant livré une faune de Brachiopodes écrasés du Silurien supérieur.

On peut penser avec vraisemblance en raison de ces deux comparaisons possibles (avec la Gâtine et le Menez Hom) que les schistes verts de Lanouaille pourraient bien représenter au Sud de la région gneissique de Rochechouart, Saint-Yrieix le prolongement du Gothlandien armoricain dans le Sud du Limousin et le Nord du Périgord (Lanouaille se trouve dans le département de la Dordogne). Ce qu'il y a de frappant, c'est que non seulement la stratigraphie est très semblable, mais aussi le style tectonique identique, d'après les coupes données dans cette note.

Dans le NW du Limousin, contre le Jurassique du Poitou, le synclinal des schistes métamorphiques de la Gartempe (région de Bussièrès-Poitevine, Le Dorat et Bellac) paraît prolonger la bande de schistes du Choletais de La Romagne à Saint-Loup-sur-Thouet dans laquelle le grès armoricain apparaît de nouveau (synclinaux de La Romagne sur la feuille de Cholet).

Grâce à ces similitudes, il y aurait, d'une façon à peu près certaine, sous réserve de la confir-

2. Je tiens à remercier M. Gerstner, Chef de la Division de Mortagne-sur-Sèvre, qui a bien voulu me mettre au courant de quelques résultats généraux acquis par le Commissariat de l'énergie atomique en Vendée.

mation par des fossiles, deux régions siluriennes dans le Limousin : 1) au Nord, le synclinal de la Gartempe, 2) au Sud, la série de Pompadour-Lanouaille. Entre ces deux régions de Cambro-Silurien vient passer le large anticlinal de Tulle décrit par MM. Jung et Roques. Nous y voyons volontiers le prolongement et l'élargissement dans le Massif central de l'anticlinal de la Cornouaille [Cogné, 1960] qui, dans le Centre-Ouest, sépare la série schisteuse du Choletais de la fosse du Primaire fossilifère de Chantonay. Le style tectonique, en admettant cette comparaison, apparaît moins vertical dans le Limousin qu'en Vendée.

M. Chenevoy a repris mes suggestions sur la

grande ressemblance entre les séries primaires de Vendée et du Limousin.

Les récentes recherches de M. Chenevoy [1958] sur la partie nord-ouest du Massif central donnent une assimilation entre le Bas-Limousin et le Limousin septentrional, puis entre le Limousin septentrional et la Vendée [1958, p. 395 et 396].

M. Chenevoy arrive à la conclusion que les micaschistes supérieurs du synclinal de la Gartempe entre Bussière poitevine et Bellac représentent le métamorphisme du Cambrien-Ordovicien. Le quartzite blanc du Puy de l'Age (Bas-Limousin) serait le niveau du quartzite séricitique de Bussière (synclinal de la Gartempe) et le niveau du grès de la Chataigneraie (Vendée) ;

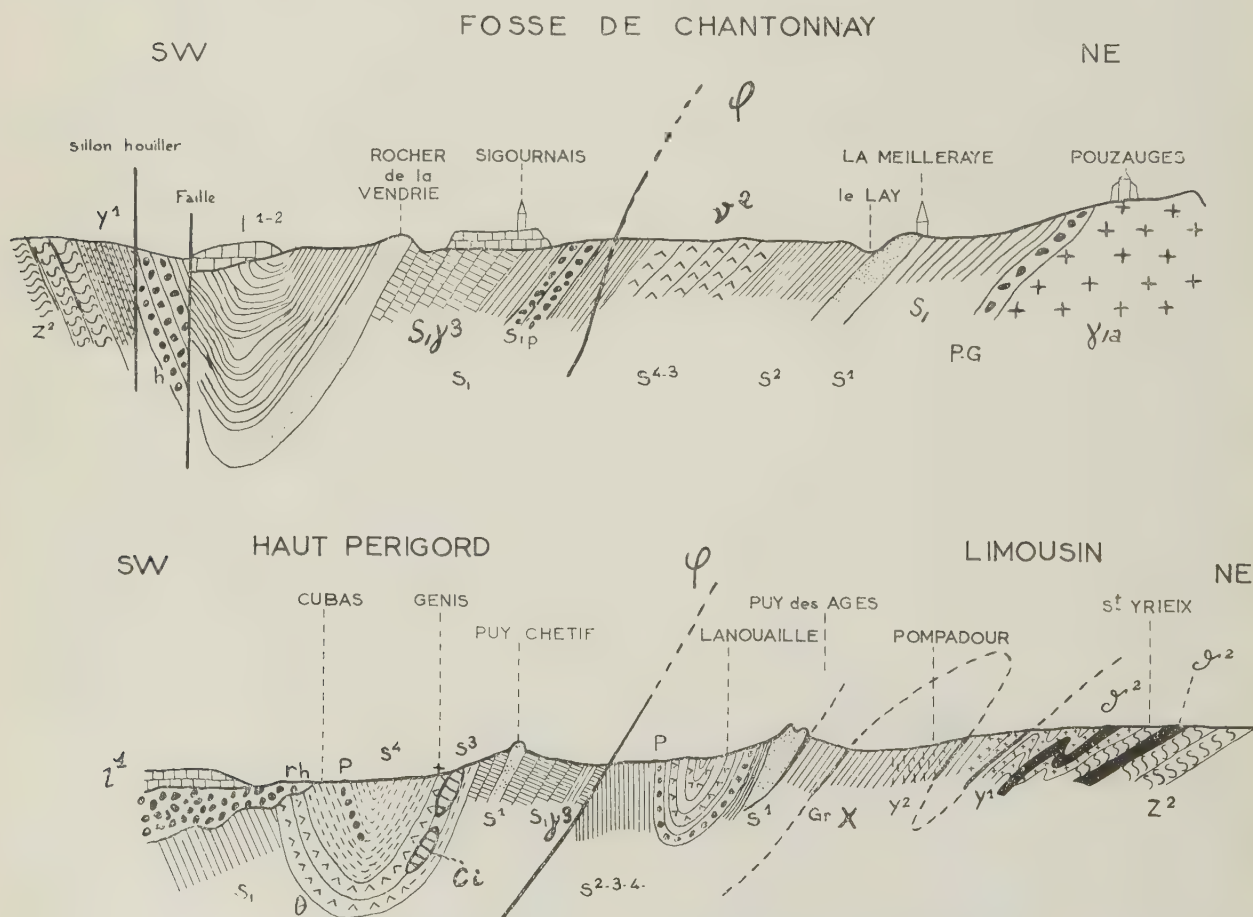


FIG. 3. — Schémas comparatifs de la structure de la Vendée et de celle du Bas-Limousin.

Z^2 : gneiss supérieurs ; Y^1 : Micaschistes inférieurs ; Y^2 : Micaschistes supérieurs ; ϕ^2 : amphibolites ; γ_{1a} : granite à amphibole ; g : coulées diabasiques ; v^2 : porphyrite ; X : quartzophyllades (Briovérien) ; P : poudingue ; $P.G.$: poudingue de Gourin ; S, p : poudingue pourpré ; S, γ_3 : rhyolite de Puybéliard et de Génis ; Gr : niveau graphitique ; Ci : calcaire cipolin à Crinoïdes ; S : Cambrien ; S^1 : Grès armoricain ; S^2 : Schiste d'Angers ; S^{4-3} : Gothlandien avec roches basiques ; rh : bassin stéphano-permien de Brives ; h : houiller de Chantonay ; I^1 : Hettangien.

c'est bien aussi mon avis d'après les analogies lithologiques.

Le synclinal de la Gartempe, qui débute à 60 km au SE de Poitiers, représente le prolongement évident des plis vendéens.

Non seulement l'horizon du Grès armoricain existe bien près de Bellac (Haute-Vienne), mais aussi on peut penser que les micaschistes du synclinal de la Gartempe représentent une série silurienne complète jusqu'au Silurien supérieur depuis la découverte de fossiles du Gothlandien dans les phyllades de la Gâtine de Parthenay.

C'est précisément ce que propose M. Chenevoy dans ses conclusions, à savoir que l'enfoncement géosynclinal des micaschistes de la Gartempe et de la Marche ne comprend pas seulement le Cambrien et l'Ordovicien, mais aussi le Gothlandien.

Le métamorphisme fondamental serait donc d'âge calédonien dans la Vendée et le NW du Limousin.

Je peux encore préciser que, dans la fosse de Chantonay, le Givétien de la Ville-Dé-d'Ardin n'est nullement métamorphique, tandis que les phyllades fossilifères de Puy-Hardy présentent des paillettes de *muscovite* à côté des *Orthosidés* écrasés.

Il y a au moins deux périodes de méta-

morphisme en Vendée, si l'une est calédonienne, l'autre est carbonifère. Les bandes de migmatites des anticlinaux de Mervent et de l'île d'Yeu-Les Sables-d'Olonnes sont alignées parallèlement au sillon houiller de Chantonay, ce qui est un argument pour une montée des migmatites au Carbonifère. Les directions sud-armoricaines de la zonéographie recoupent les directions presque W-E des phanites du Briovérien [Mathieu, 1937].

REMARQUE FINALE. — On notera qu'en Vendée entre les puissantes formations de Briovérien-Cambrien et la série pourprée de Chantonay, il n'existe pas de discordance évidente. Ce fait rapproche la Vendée du Massif central où la coupe de Tulle à Brive ne paraît pas montrer de discontinuité tectonique depuis l'Infracambrien jusqu'au Silurien (ardoises d'Al-lasac). Il existe une autre analogie entre la Vendée et le Limousin, c'est l'existence d'importants batholites de granite avec gîtes uranifères.

Par contre, en Vendée, le Silurien est encore identifiable, moins fossilifère certes qu'en Bretagne, et, à la limite extrême des empreintes déterminables, tandis que, dans le Limousin ou la Basse Marche, il paraît improbable de trouver des niveaux fossilifères ayant échappé au métamorphisme.

Bibliographie sommaire.

- BARROIS Ch. (1890). — Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère). *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 7, 74 p., 1 pl., 23 fig.
- (1897). — Sur la répartition des îles méridionales de la Bretagne et leurs relations avec les failles d'étirement; coupe de Chantonay, pl. I, fig. 4. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXVI, p. 2-16.
- CHENEVOY M. (1958). — Contribution à l'étude des schistes cristallins dans la partie nord-ouest du Massif central français. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- CHENEVOY M., FORESTIER F. H., LAPADU-HARGUES P., PETERLONGO J. et ROQUES M. (1958). — Itinéraire géologique dans le Massif central français. *Trav. Lab. Géol. et Minér. Fac. Sc. Clermont*, n° 17.
- COGNÉ J. (1959). — Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France, Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *B. S. G. F.*, (7), I, p. 112-118.
- (1960). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale; le domaine de l'anticlinal de Cornouailles. Thèse, 1957. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- DUFRÉNOY et BEAUMONT E. DE (1848). — Explication de la Carte géologique de France.
- JUNG J. et ROQUES M. (1938). — Les schistes cristallins du Massif central. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXIX, n° 197.
- MATHIEU G. (1936). — Aperçu stratigraphique sur le Primaire de la région vendéenne. *Rev. gén. Centre-Ouest, Poitiers*, Bull. 42.
- (1937). — Recherches géologiques sur les terrains primaires de la région vendéenne. Thèse, Lille, impr. Sautai.
- (1941). — Sur la faune ordovicienne de Réaumur (Vendée). *B. S. G. F.*, (5), XI, p. 3-23.
- (1945). — Le problème du Précambrien dans l'Ouest de la France et le Sud-Ouest du Massif central. *Rev. scientifique*, n° 3241, p. 75.
- MATHIEU G. et GABILLY J. (1955). — Existence de calcaire cipolin au milieu du Briovérien des Mauges. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 39.

- PRUVOST P. (1949). — Terres et mers de la Bretagne. *Ann. Hébert et Haug* (Livre jub. Ch. Jacob), t. VII, p. 345.
- (1951). — L'Infracambrien. *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydrol.*, t. 40, fasc. I, p. 43-65, 4 fig.
- (1959 a). — Le Cambrien du Massif armoricain. *Ann. Hébert et Haug*, t. IX, p. 5-10 (Note rédigée pour le Symposium sur le système cambrien, 20^e Congr. géol. intern. Mexico, 1956).
- (1959 b). — Précambrien (Cours en Sorbonne). Paris, Ass. corporative des Étudiants en Sciences.
- ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central. Thèse. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- TERS M. (1951). — Feuilles des Sables-d'Olonne, n° 140 (2^e éd.) et notice explicative. (Date de la remise de la minute au Service de la Carte géologique de France.)
- (1961). — La Vendée littorale, étude de géomorphologie. Thèse Let. Rennes, impr. Oberthur.
- WELSCH J. (1904). — Les terrains du Poitou. *B. S. G. F.*, (4), III, p. 802.
-

Présence du Miocène dans le « tunnel ferroviaire de Monaco » Alpes-Maritimes

par LÉON FEUGUEUR et Yolande LE CALVEZ*.

PLANCHE I.

Sommaire. — Les travaux de percement du tunnel de Monaco ont permis de préciser l'âge miopliocène des dépôts de cette partie de la côte méditerranéenne.

Un sondage a mis en évidence la superposition du Pliocène sur le Miocène à Roquebrune-Cap-Martin.

Les conglomérats miocènes de Roquebrune sont situés sous la molasse ; à l'entrée du souterrain (côté Vintimille), à cette molasse succède normalement un Pliocène de faciès plus froid et plus profond contenant une microfaune riche en Foraminifères planctoniques.

Introduction.

Les travaux de percement du tunnel ferroviaire de Monaco « tête Vintimille » nous ont permis de mettre en évidence la présence du Miocène fossilifère près de la pointe de la Veille à Roquebrune-Cap-Martin¹.

A peu près au même moment, M. G. Iaworsky [1959] signale la présence d'un *Chlamys scabrella* du groupe *bollenensis* MAYER dans les poudingues de Roquebrune, remettant en question l'âge de ces poudingues considérés comme pliocénes. Puis en 1960, MM. G. Iaworsky et M. Curti présentent une liste de fossiles qui tend à montrer que l'âge des poudingues de Roquebrune serait plus ancien qu'on ne l'avait supposé et qu'ils pourraient appartenir au Miocène.

Enfin, récemment, M. J. Bourcart a repris cette question de l'âge des conglomérats de Roquebrune et du lambeau isolé de Vistaero qu'il place dans le Miocène.

Les travaux de reconnaissance (sondages) et le percement du souterrain nous ont permis d'observer cet étage et d'apporter une contribution à l'étude du Miocène de cette région.

Nous ne citerons que la coupe d'un forage, celui qui traverse la série sur une plus grande épaisseur (sondage C près de la route d'Italie).

Un travail plus complet paraîtra d'ailleurs à la fin des travaux de percement.

Stratigraphie.

par L. FEUGUEUR.

COUPES DÉTAILLÉES DU SONDAGE DE RECONNAISSANCE C. — Cet ouvrage est situé près de la route d'Italie (corniche inférieure). Il débute à la cote 62,5, sa profondeur est de 42,60 m. Il a été exécuté par l'entreprise « Les Travaux souterrains » et très bien carotté sur toute sa hauteur.

1. Terre végétale et éboulis récents. .	0	à	1,70 m
2. Marne argilo-sableuse avec cailloutis calcaires	1,70	à	4,90

3. Marne argilo-sableuse, mollassique jaunâtre	4,90	à	5,60
4. Marne argilo-sableuse à microfaune abondante, grisâtre	5,60	à	10,90
5. Marne gréseuse, à filets argileux et débris ligniteux, gris bleuâtre, à muscovite en fines paillettes et quelques passages fossilifères (<i>Pleurotoma</i> , <i>Buccinum</i> , etc...) . .	10,90	à	20,80

* Bureau de recherches géologiques et minières, Paris. Note présentée à la séance du 6 mars 1961.

1. Rapport B. R. G. M. n° A 1449, 26 mars 1959.

6. Banc de galets roulés et sable	20,80 à 23,30
7. Mollasse plus ferme, calcaire, fine, gris bleuâtre, à passages sableux durs (empreinte de <i>Perna</i> à 27,10 m).....	23,30 à 30,40
8. Argile à faciès crétacé, mais ne renfermant qu'une microfaune miocène.....	30,40 à 31,10
9. Banc de petits galets bien roulés noyés dans une mollasse calcaire dure à débris de Mollusques marins.....	31,10 à 31,75
10. Passage de marne argileuse, grumeleuse, remaniée à microfaune miocène mais mimétisant les faciès crétacés.....	31,75 à 33,45
11. Mollasse calcaire, finement sableuse à fins débris de coquilles..	33,45 à 34,00
12. Mollasse tendre, gréseuse, avec petits passages de marne calcaire compacte.....	34,00 à 36,00
Mollasse ferme à débris de coquilles : Polypiers, Bryozoaires, Oursins, etc. (<i>Venericardia</i> , <i>Pecten</i> , <i>Corbula</i> , <i>Meretrix</i> , etc.).....	36,00 à 42,60

FACIÈS DU MIOCÈNE DANS LE SOUTERRAIN. — Le Miocène se présente sous des aspects divers : d'une structure fine à une brèche d'éboulis à peine cimentés. Nous décrirons ces faciès qui peuvent être superposés ou juxtaposés.

1. *Mollasse fine, tendre, marno-sableuse*, finement litée, de couleur gris souris à fins débris de coquilles. Cette mollasse est parfois ligniteuse avec localement des accumulations de Lucines (ou Phacoïdes) écrasées. Elle se rencontre en bancs assez épais et peut renfermer des lentilles de galets bien roulés, provenant du démantèlement des reliefs jurassiques voisins. Par oxydation, elle prend une teinte ocre et devient plus sableuse. A proximité des éboulis de pentes, elles se transforment en une mollasse argileuse, plastique et glissante.

2. *Mollasse calcaréo-gréseuse dure*. Le faciès, rocheux, correspond davantage à un grès qu'à une « mollasse » proprement dite. Les grains de

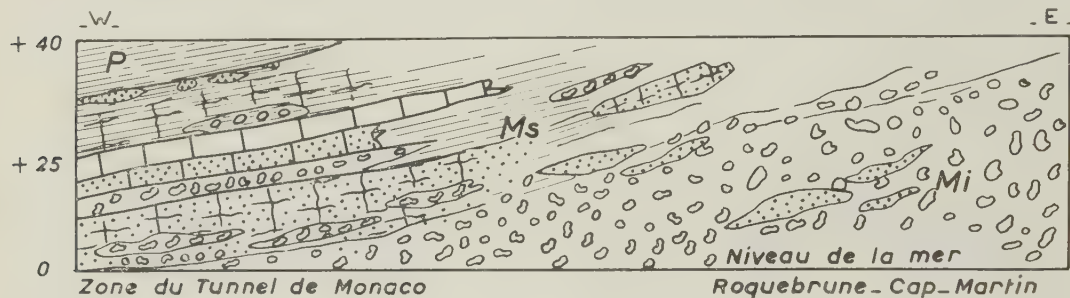


FIG. 1. - Croquis schématique montrant le rapport entre la formation des conglomérats de Roquebrune (Mi) et la mollasse à Polypiers du tunnel (Ms).

quartz, plus grossiers que dans la mollasse fine, sont cimentés par du calcaire. Le sédiment renferme de nombreuses coquilles marines, des Polypiers abondants et plus rarement des Bryozoaires. Elle contient des bancs de conglomérats, des galets isolés très roulés et des gros blocs de calcaire ou brèches jurassiques.

3. Des lits sableux, micacés et des lits argileux alternent avec les deux faciès principaux déjà cités.

4. *Les faciès détritiques grossiers* sont constitués de galets du type Roquebrune. Les éléments très roulés sont essentiellement calcaires, noirâtres ; ils forment de véritables bancs qui rappellent les accumulations de galets des plages actuelles.

Les éboulis calcaires provenant des reliefs voisins sont anguleux. Ils sont généralement isolés dans la mollasse en blocs d'importance variable,

allant du petit cailloutis de 1 cm³ à des blocs de 1 m³ et parfois davantage.

Des coulées d'éboulis, à éléments non roulés, se rencontrent également interstratifiés dans la mollasse, et assez bien calibrés. Ils proviennent des falaises voisines constituées de Jurassique chevauchant (nappes du mont Agel). Ces calcaires anguleux sont plus clairs, que les calcaires roulés noirâtres.

La faune sera déterminée ultérieurement à la fin des travaux. Elle est essentiellement constituée d'Acéphales : *Meretrix*, *Cardita*, *Venericardia*, *Cardium*, *Arca*, *Ostrea*, *Anomia*. Un gros *Chlamys* a été recueilli dans le faciès conglomératique ; il s'agit de *Chlamys tournali* (DE SERRES) (Pl. I) du Burdigalien-Helvétien. Des exemplaires bivalves permettraient de voir qu'il ne s'agit pas d'une variété de *Ch. albina*, qui de toute façon serait miocène, mais cependant avec

une tendance plus helvétique. (Détermination de J. Roger.)

De nombreux Polypiers se rencontrent dans le faciès calcaréo-gréseux (*Dendrophyllia* sp., *Flabellum* sp.) et quelques Bryozoaires encroûtant sur des galets ou des coquilles.

Tous ces dépôts grossiers, interstratifiés dans une molasse fine à débris de lignite, témoignent

de la proximité du continent. Il s'agit d'un golfe étroit limité à l'Ouest par les dépôts éocènes de la tranchée du chemin de fer de la Veille et les calcaires jurassiques de la pointe de la Veille. Nous ne connaissons pas la limite nord, mais les dépôts rencontrés au sondage C (route d'Italie) ne dépassent vraisemblablement pas, sous les éboulis, la chapelle de Bon Voyage. Au niveau

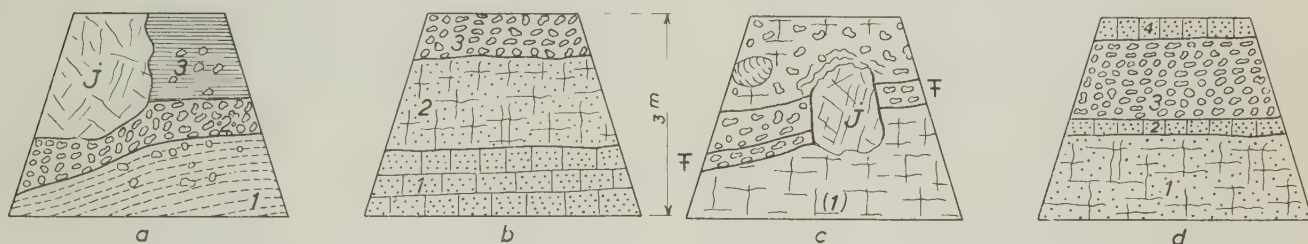


FIG. 2. — Quelques coupes-type des galeries en petite section, dans les 50 premiers mètres du souterrain.

- a : Bloc de Jurassique éboulé (J) dans la mer miocène. Ce bloc provoque un fléchissement du banc de galet (2) et des marnes sableuses (1). Des marnes argileuses se sont déposées ensuite (3) en enrobant le bloc de calcaire.
- b : Bancs horizontaux de molasse gréseuse dure (1) et de molasse tendre sableuse (2) surmontés d'un banc de galets (3).
- c : Bloc de calcaire jurassique (J) sédimenté dans la molasse tendre (1) et un banc fossilifère (F) à conglomérat. Le bloc a « poinçonné » vers le haut la formation mollassique tendre à galet au cours d'un mouvement tectonique vertical post-miocène. Les arrachements le long du bloc sont très nets, de même que le fluage en tête du bloc.
- d : Alternance de bancs superposés, molasse tendre calcaireuse (1), banc de grès très dur 0,20 m (2), banc de galets bien roulés presque jointifs (3) et banc de grès dur (4).

de la route de la moyenne corniche, le Jurassique chevauche le Crétacé supérieur marneux à la cote 150. Vers l'Est, les éboulis de pente marquent les dépôts tertiaires. On atteint les poudingues de Roquebrune-Cap-Martin au bord de mer et dans le ravin de Ramengao. Ces dépôts étant miocènes, ils se raccordent vraisemblablement avec ceux du tunnel. Le faciès conglomératique paraît d'ailleurs se développer vers le bas de la série. Au niveau de la mer, au pied du mur de soutènement de la voie ferrée actuelle, on retrouve le conglomérat à débris de Pectens, constitué de gros galets cimentés dans une molasse calcaire dure. Dans le souterrain (cotes 23 à 31), les couches sont subhorizontales bien que légèrement inclinées vers l'Ouest.

Selon la microfaune, le Pliocène se retrouverait au-dessus du Miocène, au sondage C.

Le Miocène inférieur serait représenté par la masse conglomératique (Roquebrune-Cap-Martin) que l'on retrouve à la cote 0 à + 2 au bord de mer au droit du souterrain. Le Miocène supérieur (molasse tendre et calcaire alternant) à Polypiers et Bryozoaires ayant succédé aux dépôts conglomératiques, est visible dans le souterrain aux cotes 23 à 31. Cette série passe vers

le haut à des dépôts plus fins, plus argileux, avec disparition totale d'éléments roulés et microfaune appartenant au Pliocène. Celui-ci succède normalement au Miocène (voir fig. 1).

La fig. 1 donne une idée de la superposition des assises les unes par rapport aux autres, mais le faible plongement des couches n'explique pas la présence des conglomérats aux cotes élevées

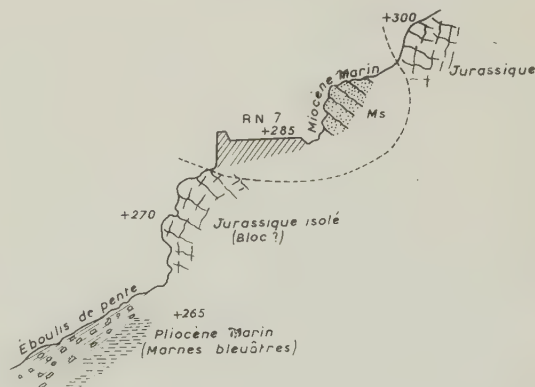


FIG. 3. — Position du Miocène de Vistaero et du Pliocène marneux du glissement de terrain (l'excavation était située à quelques dizaines de mètres du lambeau de Miocène vers Roquebrune).

de Roquebrune (village). Des failles post-miocènes ont sans aucun doute modifié la répartition géographique des deux dépôts (Mi et Ms), mais nous n'aborderons pas ici le problème de la tectonique tardive.

Le Miocène du Vistaero a été récemment daté par M. J. Bourcart [1960]. Il s'agit d'un lambeau « accroché » contre les calcaires jurassiques (série du mont Gros) à la cote 290 environ sur la route de la moyenne corniche. Cette molasse gréseuse à Mollusques et Polypiers est à rattacher à la molasse du tunnel (faciès gréseux). En contrebas, les éboulis qui tapissent les pentes jusqu'à

la mer, masquent le substratum, cependant un glissement de terrain s'étant produit dans cette zone, un arrachement vers la cote 265 a mis à nu des terrains marneux appartenant au Pliocène (voir fig. 3). La microfaune, étudiée par l'un de nous (Y. Le Calvez) est la suivante :

Spiroplectammina carinata (D'ORB.), *Vulvulina pennatula* (BATSCH), *Elphidium crispum* (L.), *E. aculeatum* (D'ORB.), *Lenticulina cultrata* (MONT.), *L. sp.*, *Uvigerina cf. asperula* CZJZEK, *U. sp.*, *Bulimina ovata* D'ORB., *Siphonodosaria monilis* (SILV.), *Siphonina plano-convexa* (SILV.), *S. reticulata* (CZJSEK), *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globigerinoides conglobatus* BRADY, *Cassidulina crassa* D'ORB., *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHM.), *C. sp.*

Micropaléontologie

par Y. LE CALVEZ.

1. MICROFAUNE DES ASSISES SUPÉRIEURES (1,70 à 10,90 m). — Le sondage débute par des formations marneuses très limonitisées avec de nombreux éléments remaniés (parmi lesquels quelques *Rosalina* provenant du Crétacé) et une microfaune pauvre. Celle-ci comprend quelques formes benthiques (*Elphidium crispum*, *Marginulina crebricosta*, *Uvigerina rutila*, *Robulus vortex*, *Eponides schreibersi*) et des espèces pélagiques, en particulier *Globorotalia menardi*, *Globigerina bulloides*.

2. MICROFAUNE DES ASSISES SUPÉRIEURES (10,90 à 30,10 m). — La microfaune est particulièrement riche en Foraminifères planctoniques. Les principales espèces rencontrées dans cet ensemble, que nous attribuerons au Pliocène sont les suivantes :

Formes planctoniques.

GLOBIGERINIDAE : *Orbulina universa* D'ORB., *O. bilobata* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *G. concinna* Rss, *G. inflata* D'ORB., *Globigerinoides trilobus* (Rss), *G. conglobatus* (BRADY).

GLOBOROTALIIDAE : *Globorotalia menardii* (D'ORB.), *Gl. cf. scitula* (BRADY), *Gl. hirsuta* (D'ORB.), *Gl. punctulata* (D'ORB.).

Formes benthiques.

VALVULINIDAE : *Listerella communis* D'ORB., *Dorothia gibbosa* D'ORB.

TEXTULARIIDAE : *Textularia pseudorugosa* (LACROIX), *T. aciculata* D'ORB., *T. abbreviata* D'ORB., *Spiroplectammina cf. wrighti* (SILV.), *Bigenenerina nodosaria* D'ORB.

MILIOLIDAE : *Quinqueloculina seminulum* (L.), *Q. vulgaris* D'ORB., *Q. disparilis* D'ORB., *Pyrgo bulloides* (D'ORB.), *Sigmoilina tenuis* (CZJSEK).

LAGENIDAE : *Robulus vortex* (F. et M.), *R. orbicularis* D'ORB., *R. rotulatus* (LMK), *Lenticulina peregrina* (SCHWAG.), *Saracenaria italica* (DEFR.), *S. sp.*, *Marginulina crebri-*

costa (SEG.), *M. coarctata* SILV., *M. glabra* D'ORB., *M. hirsuta* D'ORB., *M. ellisi* CUSH. et ELL., *Dentalina vertebralis* (BATSCH), *Nodosaria hirsuta* D'ORB., *N. longiscata* D'ORB., *N. radícula* (L.), *N. scalaris* (BATSCH), *Vaginulina legumen* (L.), *Vaginulinopsis inversa* (COSTA) var. *carinata* (SILV.), *Lagenodosaria sublineata* (BRADY), *Lagena hexagona* (WILL.), *L. laevis* (MONT.), *L. acuticosta* Rss, *L. crenata* (P. et J.), *Entosolenia orbignyana* (SEG.).

POLYMORPHINIDAE : *Globulina inaequalis* Rss, *G. gibba* D'ORB., *G. gibba* var. *tuberculata* D'ORB., *Guttulina problema* D'ORB., *Glandulina laevigata* D'ORB.

NONIONIDAE : *Nonion pompilioides* (F. et M.), *Elphidium crispum* (L.), *E. complanatum* (D'ORB.), *E. sp.*

HETEROHELICIDAE : *Plectofrondicularia semicosta* (KARRER), *Pl. inaequalis* (COSTA).

BULIMINIDAE : *Bulimina elongata* D'ORB., *B. costata* D'ORB., *B. sp.*, *Virgulina schreibersiana* CZJZEK, *Bolivina punctata* D'ORB., *B. spatulata* (WILL.), *Reussella spinulosa* (Rss), *Uvigerina rutila* (CUSHM.), *U. sp.*, *Siphonodosaria adolphina* (D'ORB.), *S. monilis* (SILV.), *S. emaciata* (Rss).

ROTALIIDAE : *Valvulineria complanata* (D'ORB.), *Gyroldina umbonata* (SILV.), *G. soldanii* (D'ORB.), *G. sp.*, *Eponides schreibersi* (D'ORB.), *E. umbonatus* (Rss), *E. praecinctus* (KARRER), *Siphonina plano-convexa* (SILV.), *S. tuberculata* (SILV.), *Rotalia beccarii* (L.), *Cancris auriculatus* (F. et M.).

CASSIDULINIDAE : *Cassidulina crassa* D'ORB., *C. subgibbosa* BRADY, *Ehrenbergina bradyi* CUSHM.

CHILOSTOMELLIIDAE : *Pullenia bulloides* (D'ORB.), *Sphaeroidina bulloides* D'ORB.

ANOMALINIADAE : *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. boueanus* (D'ORB.), *C. pseudoungerianus* CUSHM., *C. robertsonianus* (BRADY), *C. refulgens* (MONT.), *Planulina ariminensis* (D'ORB.).

3. ZONE DE TRANSITION DU PLIOCÈNE AU MIOCÈNE (30,10 à 95,95 m). — A partir de 30,10 m et sur 1 m environ, le forage traverse une marne grise, encore très sableuse, ne contenant à peu près aucune microfaune (quelques *Globigerines* et *Rotaliidae*). Vers 31,75 m, on se trouve en présence d'un calcaire marneux, très limonitisé, ne

renfermant pas de Foraminifère. A cette formation fait suite une marne grisâtre, très sableuse, et extrêmement pauvre en microfaune.

4. MICROFAUNE DE LA SÉRIE INFÉRIEURE, MIOCÈNE (35,95 à 42 m). — La microfaune est riche en *Amphistegina lessonii* et relativement pauvre en espèces pélagiques exception faite toutefois de *Globorotalia menardii*. Cette faune est celle d'un faciès assez littoral de mer chaude, indication que vient encore corroborer l'abondance de Bryozoaires et de débris coquilliers. Parmi les Foraminifères rencontrés dont l'âge serait miocène, on peut citer :

Formes planctoniques.

GLOBIGERINIDAE : *Orbulina universa* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globigerinoides trilobus* (RSS).

GLOBOROTALIIDAE : *Globorotalia menardii* (D'ORB.), *Gl. hirsuta* (D'ORB.), *Gl. scitula* (BRADY).

Formes benthiques.

VALVULINIDAE : *Listerella communis* (D'ORB.), *Liebusella rudis* (COSTA).

TEXTULARIIDAE : *Textularia rugosa* (RSS), *T. pseudorugosa* LACROIX, *T. abbreviata* D'ORB., *T. articulata* COLOM non D'ORB., *T. subangulata* D'ORB., *Spiroplectamina carinata* (D'ORB.).

MILIOLIDAE : *Pyrgo bulloides* (D'ORB.), *Spiroloculina canaliculata* D'ORB., *Sigmoilina celata* (COSTA), *Quinqueloculina vulgaris* D'ORB.

LAGENIDAE : *Robulus vortex* (F. et M.), *R. cultratus* MONT., *R. rotulatus* (LMK), *R. orbicularis* D'ORB., *R. serpens* (SEG.), *R. gymnaesicus* COLOM, *Marginulina glabra* D'ORB., *M. nana* (COSTA), *M. murex* (BATSCH), *M. cf. pustulosa* KARRER, *M. ellisi* CUSH. et ELL., *M. semituberculata* (KARRER), *Nodosaria cf. raphanistrum* (L.), *N. sp.*, *Vaginulina margaritifera* (BATSCH), *Dentalina verticalis* (BATSCH).

POLYMORPHINIDAE : *Guttulina communis* D'ORB., *G. irregularis* D'ORB., *G. problema* D'ORB.

NONIONIDAE : *Elphidium crispum* (L.).

BULIMINIDAE : *Bulimina elongata* D'ORB., *R. costata* D'ORB., *B. affinis* D'ORB., *Bolivina punctata* D'ORB., *Siphonodosaria jarvisi* CUSHM., *S. verneuli* D'ORB., *S. adolphina* D'ORB., *Uvigerina auberiana* D'ORB., *U. rutila* CUSH., *U. barbatula* MACFAD.

ROTALIIDAE : *Valvulineria complanata* (D'ORB.), *Rotalia beccarii* (L.), *Eponides schreibersii* (D'ORB.), *E. praecinctus* (KARRER), *Gyroidina soldanii* D'ORB.

CASSIDULINIDAE : *Cassidulina subglobosa* BRADY, *C. crassa* D'ORB.

CHILOSTOMELLIDAE : *Sphaeroidina bulloides* D'ORB., *Pullenia bulloides* (D'ORB.), *P. quinqueloba* (RSS).

AMPHISTEGINIDAE : *Amphistegina lessonii* (D'ORB.).

ANOMALINIDAE : *Cibicides mexicanus* NUTTALL, *C. pseudoungerianus* CUSH., *C. refulgens* (MONT.), *C. floridanus* CUSH., *Anomalina sp.* (forme voisine de *A. cicatricosa* SCHW. var. *maioricensis* COLOM).

Les deux ensembles faunistiques, l'un d'âge pliocène, l'autre d'âge miocène, rencontrés dans ce forage ne sont séparés que par une étroite zone de passage à peu près dénuée de microfaune, mais cependant encore marine puisqu'on y trouve quelques Globigerines et *Rotalia*.

Le faciès des formations miocènes est sublittoral et chaud, il renferme en effet des *Amphistegina*, forme actuellement très répandue dans les eaux coralliennes superficielles ouest-atlantiques et indo-pacifiques et inconnues en Méditerranée occidentale.

A cette forme s'associent quelques autres Foraminifères comme : *Spiroplectamina carinata* D'ORB., *Robulus gymnaesicus* COLOM, *Marginulina nana* (COSTA), *M. murex* (BATSCH), *M. ellisi* CUSH. et ELL., *M. semituberculata* (KARRER), *Siphonodosaria jarvisi* CUSH., *S. verneuli* D'ORB., *Uvigerina auberiana* D'ORB., *U. barbatula* MACFAD., *Cibicides mexicanus* NUTTALL, qui semblent assez caractéristiques des formations miocènes.

Au Pliocène, le faciès est plus froid et plus profond, les *Amphistegines* disparaissent peu à peu de la région, et les Bryozoaires et débris coquilliers deviennent rares dans les sédiments.

Les Foraminifères pélagiques sont plus abondants et les espèces benthiques comprennent beaucoup d'individus de *Lagenidae* et *Buliminidae*.

Conclusions.

La mollasse à Polypiers et Bryozoaires du tunnel ferroviaire de Monaco (tête côté Vintimille) est miocène. Elle est superposée à des conglomérats visibles au niveau de la mer qui paraissent être en continuité avec les poudingues marins de Roquebrune datés récemment par M. Iaworsky puis par M. Bourcart. Des mouvements tectoniques post-miocènes ont placé le lambeau du Vistaéro en position anormale par rapport au Pliocène marneux qui constitue le substratum des pentes voisines qui dominent la mer.

Le Miocène du tunnel serait plus récent que l'ensemble des faciès conglomératiques de Roquebrune. La mollasse gréseuse à Polypiers (tunnel) serait stratigraphiquement située entre les faciès conglomératiques (bord de mer) et le Pliocène (bord d'Italie).

Une étude des Mollusques sera effectuée ultérieurement. Comme l'a fait remarquer M. Bourcart, le Miocène de Roquebrune est différent du Miocène de Vence. Les brèches calcaires que l'on rencontre dans la mollasse de Roquebrune cor-

respondent à des éboulements de falaise et entraînent d'éboulis dans le golfe miocène. Ces faciès sont comparables à la brèche de Carros mais pas nécessairement du même âge. Les conditions de dépôt semblent avoir été, cependant, les mêmes.

Bibliographie.

- BOURCART J. (1960). — Sur le conglomérat de Roquebrune (A.-M.). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 200.
IAWORSKY G. (1959). — Une coquille de *Chlamys* dans les poudingues de Roquebrune-Cap-Martin (A.-M.). *Ibid.*, p. 213.
IAWORSKY G. et CURTI M. (1960). — La faune des poudingues de Roquebrune. (A.-M.). *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 399-400.
-

LÉGENDE DE LA PLANCHE I.

Chlamys tournali DE SERRES, dans un faciès de molasse gréseuse, conglomérat à Polypiers de l'entrée du souterrain de Monaco à Roquebrune-Cap-Martin.

La photo du haut a été prise un peu en oblique, ce qui donne à la coquille un aspect légèrement plus bombé qu'elle ne l'a en réalité. Taille légèrement réduite.

Photo. Lab. photo B. R. G. M.

L'étage à niveaux charbonneux du Briovérien normand (X^{2a})

par Marie-Madeleine ROBLOT*.

Sommaire. — Dans le Briovérien normand, l'existence de trois horizons de microquartzites charbonneux semble probable. Ils sont situés à la partie inférieure du Briovérien moyen. Aucun autre horizon de ce type n'est connu plus haut dans le Briovérien que l'étage de la lande des Vardes (X^{2a}). Ces roches recristallisées contiennent des restes microorganiques évoquant des spores.

La stratigraphie du Briovérien normand a été définie par M.-J. Graindor [1957]. Cet auteur place à la base du Briovérien moyen (X^2) un étage caractérisé par des microquartzites charbonneux ou « phtanites » : c'est l'étage de la lande des Vardes (X^{2a}). Cet étage comporte, en outre, des schistes charbonneux et des calcaires également charbonneux. Dans la littérature se trouve parfois l'appellation de schistes et phtanites « graphiteux » : il me semble préférable de parler de roches charbonneuses là où la structure graphiteuse est rarement observable. Associés à ces roches existent aussi des phyllades plus ou moins siliceux qui, dans leur gisement, ont une coloration assez particulière : jaune sépia tacheté de rouge sombre et nuancé de vert olive. Des schistes ocre, ocre rose, et parfois assez rouges, paraissent aussi appartenir à cet étage. Ces couleurs ont une valeur pour le géologue de terrain car, dans le Briovérien, elles ne se rencontrent que dans les roches de l'étage (X^{2a}).

Cet ensemble de roches charbonneuses paraît stratigraphiquement très proche de la période volcanique du Briovérien inférieur avec ses importantes formations d'épanchement, principalement spilitiques. M.-J. Graindor [1957] pense qu'il succède aux épanchements basiques. J. Cogné [1959] admet qu'il peut y avoir passage latéral de la série volcanique aux microquartzites ou « phtanites ». Dans l'une et l'autre interprétation, les « phtanites » semblent donc bien occuper une position stratigraphique très proche de la série volcanique par laquelle débute le Briovérien.

LOCALISATION. — Dans le Nord-Est du Massif armoricain, le Briovérien moyen, avec son ensemble caractéristique de roches charbonneuses,

est connu en trois régions : dans le Nord du Cotentin ; au Sud de la Normandie, dans la région du grand batholite cadomien du Bocage normand ;



FIG. 1. — Répartition géographique des « phtanites » du Briovérien normand.

Ca : Caen ; Ch : Cherbourg ; Co : Coutances ; Do : Domfront ; 1 : phtanites ; 2 : tillites.

à mi-distance des deux régions précédentes, suivait une zone qui s'ordonnerait autour d'un

* Note présentée à la séance du 10 avril 1961.

axe Bayeux (Calvados) - Montmartin-sur-Mer (Manche).

1. *Nord du Cotentin.* Au Nord-Ouest, à Urville-Hague, sur le platier de Landemer, se trouvent des microquartzites charbonneux, associés à des calcaires qui sont également charbon-

neux. Cette association semble constituer un cas unique dans le Briovérien : M.-J. Graindor [1961] a envisagé d'ailleurs que ces roches puissent appartenir à un niveau un peu plus ancien que celui de la lande des Vardes ; elles se situeraient alors au sommet du Briovérien inférieur (X^1).

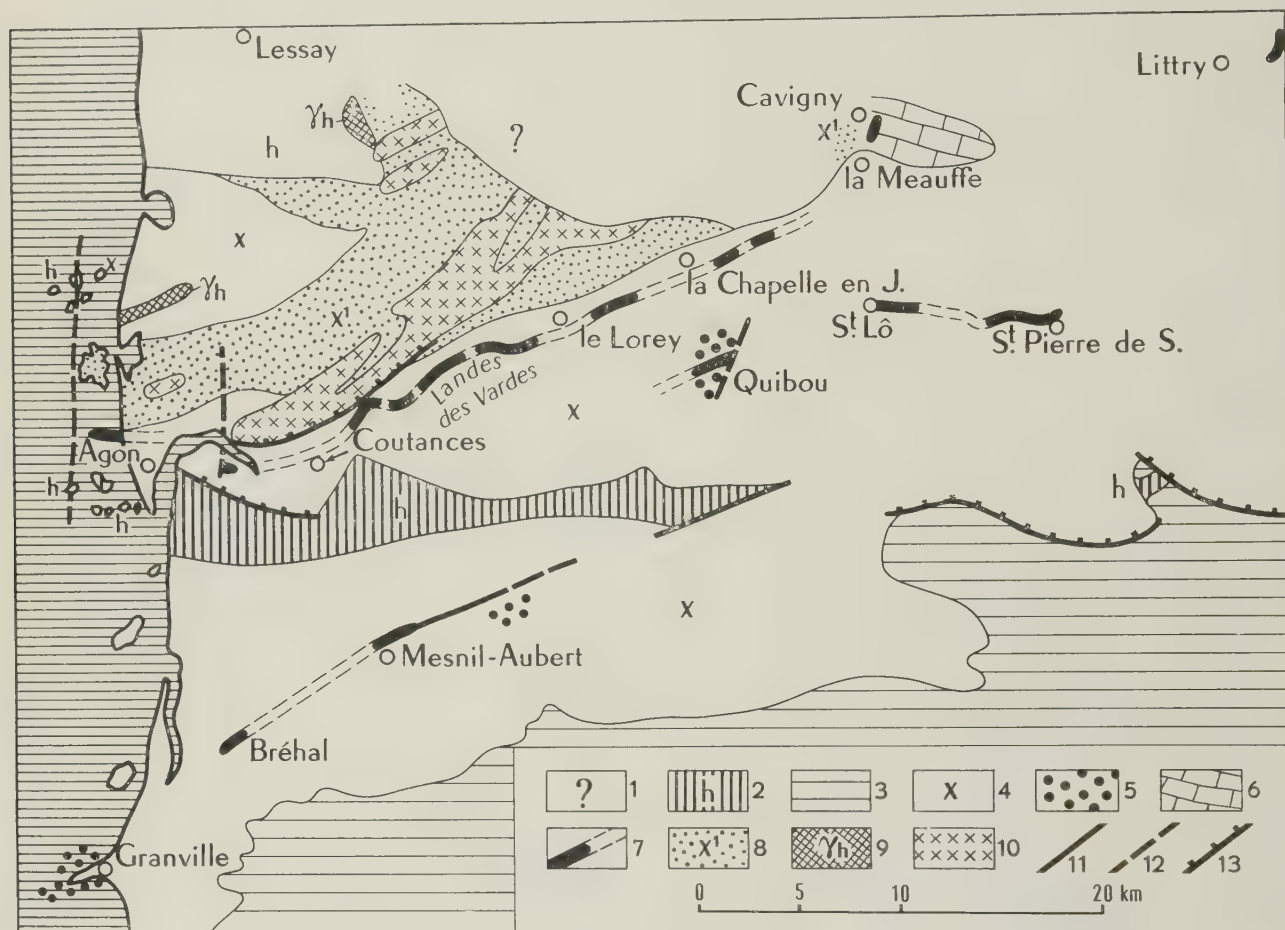


FIG. 2. — Phtanites de la région de Coutances.

1 : terrains secondaires et tertiaires ; 2 : Carbonifère ; 3 : Cambrien ; 4 : Briovérien ; 5 : tillites ; 6 : calcaires ; 7 : phtanites ; 8 : Briovérien inférieur ; 9 : granites varisques ; 10 : diorite cadomienne ; 11 : failles ; 12 : failles présumées ; 13 : chevauchements.

Au Nord-Est (Bretteville-les-Cordeliers et val de Saire), les « phtanites » forment des bandes répétées probablement par plissement. En lame mince, leur aspect montre qu'ils sont les équivalents de ceux de la lande des Vardes (X^{2a}), ce que confirment les types des roches qui leur sont associées.

Au S du val de Saire, à Morsalines, apparaissent des microquartzites charbonneux très riches

en oxyde de fer, un peu différents des précédents. Mais leur ressemblance avec ceux que je décrirai au SE de la lande des Vardes est incontestable et me paraît bien indiquer leur appartenance au même étage (X^{2a}).

2. *Normandie méridionale.* Des schistes charbonneux ont été observés à Bellou-en-Houlme (Orne). Au S de ce gisement, au lieu-dit Signal de Charlemagne (La Coulonche), se rencontre

une roche quartzique noire, paraissant provenir d'une recrystallisation des phtanites liée à l'intrusion du granite de Passais-Le Horps. Cet ensemble de roches complémentaires caractérise, là encore, l'étage (X^{2a}).

3. *Région centrale.* C'est là que les « phtanites » paraissent le mieux développés. Deux bandes de ces roches, affleurant de façon discontinue, ont été cartographiées par M.-J. Graindor [1957].

La première, celle du Nord, passe par le gisement type de la lande des Vardes (Courcy, E de Coutances, Manche), et disparaît à l'Est par laminage, exactement à Bahais (Cavigny, Manche) où elle est mécaniquement en contact avec les calcaires de La Meauffe. Au N de ces calcaires, des schistes analogues à ceux qui sont habituellement associés aux microquartzites charbonneux et découverts à La Paumerie par P. Juignet [1960], autorisent à préciser la cartographie du Briovérien de M.-J. Graindor en cet endroit : la bande notée (X), Briovérien non différencié, doit être indiquée comme Briovérien moyen (X^{2a}). Cette modification corrobore d'ailleurs les observations de M. J. Graindor [1957] qui avait cartographié au N de cette bande le Briovérien (X^{2b}) visible à Saint-Clair-sur-Elle. Plus à l'Est, le raccordement des microquartzites de Bahais avec ceux de Littry n'a pu être établi. Par contre, cette bande septentrionale se prolonge à l'W de Coutances, ainsi que j'ai pu l'observer dans les rochers de l'estran à l'W d'Agon, à Coutainville. Notons enfin que, à 800 m au SE de la lande des Vardes, dans la tranchée du chemin de fer de Coutances à Saint-Lô, des formations considérées par M.-J. Graindor comme appartenant à la base du Briovérien moyen (X^{2a}) comportent un microquartzite charbonneux d'un type particulier, très riche en oxyde de fer, s'apparentant à celui de Morsalines signalé plus haut. Ceci pourrait constituer un troisième niveau charbonneux, mais appartenant toujours au même étage (X^{2a}). La distinction de ce troisième niveau est fondée sur le fait qu'il est accompagné de schistes rouges, immédiatement au contact, ce qui ne s'observe pas dans les autres gisements des deux bandes décrites ci-dessus. Je rappellerai que cette présence de schistes rouges ou ocre rose s'observe aussi dans les phtanites bretons de Lamballe, équivalents stratigraphiques de ceux de l'étage (X^{2a}), entre Maroué et Landehen (Côtes-du-Nord).

Quant à la seconde bande de roches charbonneuses, elle comprend les microquartzites de Quibou et Saint-Lô¹ et les schistes charbonneux de Saint-Pierre-de-Semilly (Manche). Il me semble raisonnable de voir un prolongement de cette

bande dans les microquartzites de Bréhal² et dans ceux qui se trouvent en écaille dans l'important accident de Mesnil-Aubert (Manche).

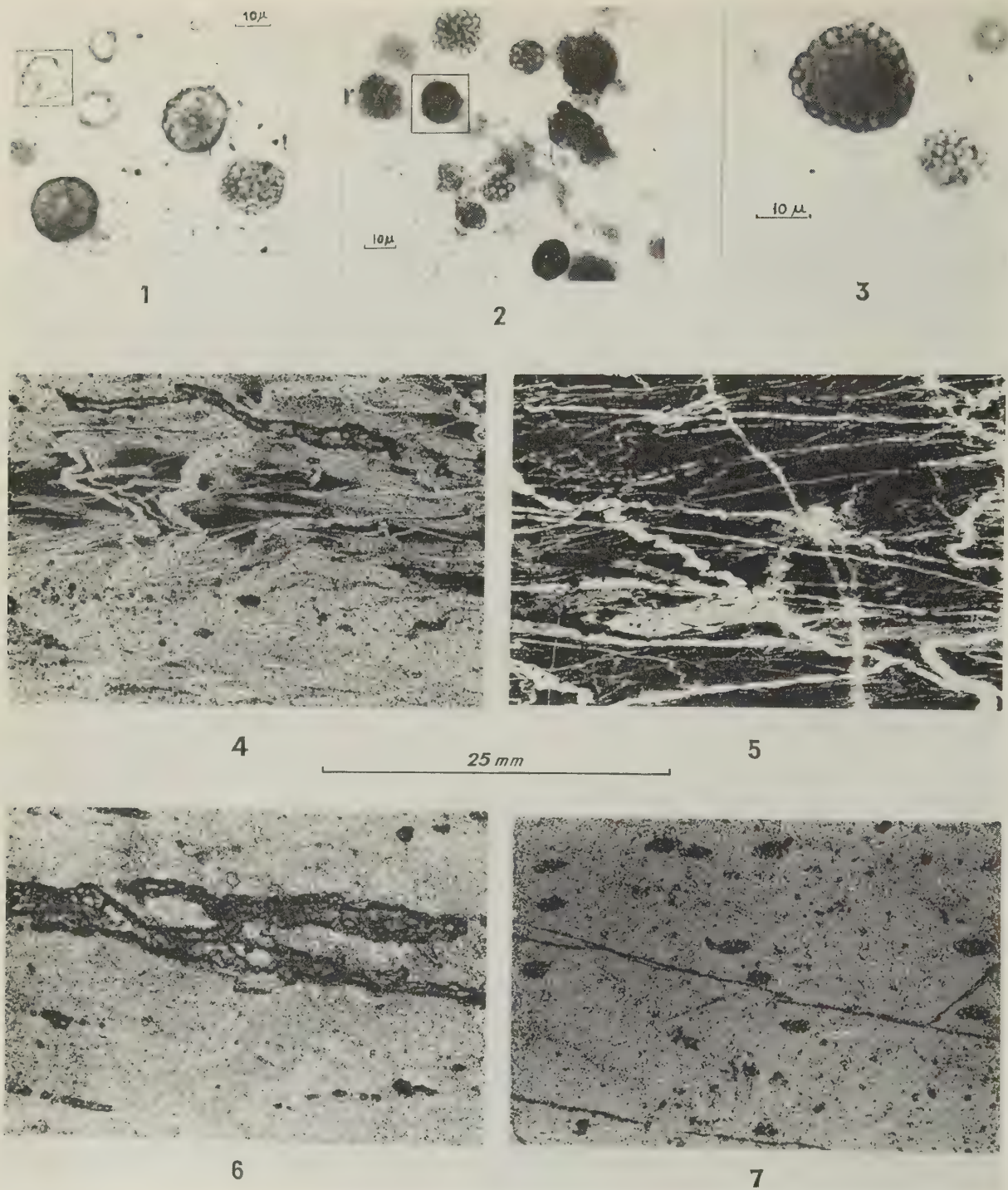
APERÇU PÉTROGRAPHIQUE. — Unanimement, les auteurs ont désigné sous le nom de « phtanites » les microquartzites charbonneux du Briovérien. Ce terme impliquerait, au sens strict selon certains auteurs, la présence de Radiolaires. Leur couleur, généralement noire, permet aussi d'utiliser le terme de lydienne. Toutefois, le terme de « phtanite » ayant prévalu, il semble qu'il puisse être maintenu dans un sens large.

Le constituant essentiel d'un « phtanite » briovérien est le quartz. En lame mince apparaissent des plages de microcristaux de quartz équidimensionnels (15 à 50 μ) provenant d'une cristallisation postérieure à la sédimentation : les cristaux à contours anguleux sont souvent alignés conformément à la schistosité. Des recrystallisations ultérieures (quartz d'exsudation en plis ptygmatisés, filonnets de quartz recoupant ces plis et la stratification) ont produit des cristaux de plus grande dimension (50 à 80 μ). Enfin des plages de quartz de formation encore plus récente oblitérent toutes les cristallisations précédentes et sont composées de larges cristaux (plus de 100 μ). Tous les cristaux de quartz présentent sans exception l'extinction onduleuse.

Le constituant caractéristique des phtanites est la matière charbonneuse. Celle-ci est généralement amorphe. Elle est enserrée par la mosaïque des microcristaux de quartz. Son abondance est telle, parfois, qu'elle entraîne l'opacité absolue de la préparation. Lorsque la préparation est suffisamment transparente, la matière charbonneuse offre souvent des aspects de structures originellement organiques dont l'étude est en cours. A l'affleurement, les phtanites sont souvent décolorés près de la surface et s'effritent en une sorte de roche pulvérulente gris clair. Lorsque ce phénomène attribuable à l'oxydation a diminué la teneur en carbone, les phtanites fournissent alors des lames minces favorables à la recherche des microorganismes, la matière charbonneuse ne subsistant que sous forme de minces traînées. Cette raréfaction du carbone n'est donc pas originelle, comme le confirment les intersections brusques, visibles en lame mince, des masses charbonneuses subsistantes.

1. Ces derniers n'ont été visibles que peu de temps au cours de la reconstruction de Saint-Lô, près du carrefour des routes de Bayeux et d'Isigny-sur-Mer.

2. Observation faite par M.-J. Graindor lors de travaux d'adduction d'eau à Bréhal et non publiée.



TEXTE-PLANCHE.

FIG. 1 à 3 : Spécimens de microorganismes du Briovérien dont l'aspect évoque les spores de champignons, le type de la fig. 3 étant le plus caractéristique à cet égard. Les formes encadrées pourraient être rapportées au *Palaeocryptidium* DEFLANDRE. Tous ces spécimens proviennent du Briovérien (X^{2a}) du gisement de la lande des Vardes. N. B. : les variations de situation des microorganismes dans le champ ne permettent pas de réaliser une mise au point unique pour un même cliché.

FIG. 4 à 7 : Phthanites de la lande des Vardes. La fig. 4 montre un niveau riche en carbone dont une partie a été oxydée et s'est appauvrie en matière charbonneuse (terminaison en pointe vers la droite de la figure). On notera en outre la struc-

ture partiellement vacuolaire de la partie supérieure du cliché, analogue à celle de la fig. 6 : ces structures sont comparables à celles que l'on observe dans certaines formations houillères (décrites par Duparque).

FIG. 5 : Phthanite très charbonneux avec multiples injections de quartz. Les plis pygmatitiques mettent en évidence que les phthanites du Briovérien moyen ont atteint la zone des microplissements (selon la définition de P. Fourmarier).

FIG. 7 : Corpuscules charbonneux de forme lenticulaire, disposés suivant la stratification (préparation perpendiculaire au plan de la stratification).

L'oxyde de fer est visible dans certaines préparations. Tantôt il forme des trainées soulignant nettement la stratification, tantôt il prend des formes qui paraissent être des substitutions à des organismes préexistants (20 à 50 μ). Ainsi que je l'ai dit, les phtanites de Morsalines et ceux de la voie ferrée Coutances-Saint-Lô sont particulièrement riches en oxyde de fer au point que les préparations demeurent opaques.

La sérécite apparaît en lame mince, mais sa présence n'est pas constante, non seulement d'un gisement à l'autre, mais aussi dans un même gisement. Parfois elle est nettement orientée en conformité avec les microcristaux de quartz, parfois elle forme un feutrage entre les gros cristaux de quartz.

Comme éléments accessoires, M.-J. Graindor [1957] a mentionné de la calcite, de la pyrite de fer, du rutile, de l'apatite et de la tourmaline.

Au point de vue de l'aspect général en lame mince, les phtanites du Briovérien offrent une grande diversité. Aussi, dans l'état actuel des recherches, il n'est pas possible de définir avec précision un type caractéristique, soit en fonction de la dimension des grains de quartz, soit d'après la nature des éléments accessoires ou secondaires. A ce sujet, je ferai remarquer que, dans le même gisement classique de la lande des Vardes, coexistent plusieurs variétés de microfaciès phtanitiques. En conséquence, s'il advient que des gisements fournissent des phtanites présentant entre eux de notables différences pétrographiques, on ne saurait absolument pas en conclure que ces phtanites proviennent d'étages différents, tout au plus peut-il y avoir présomption sur l'un des trois niveaux auquel ils appartiennent.

SÉDIMENTOLOGIE. — La sédimentologie des phtanites est une entreprise assez délicate, et, ne m'étant point beaucoup avancée dans cette voie, je signalerai seulement quelques faits. La sédimentation se fait généralement dans un milieu peu agité comme le montre la répartition des microorganismes présumés que j'ai pu observer. D'autre part, si la richesse en carbone ne peut être un critère absolu pour envisager de faibles profondeurs, on pourrait se demander par contre si le remaniement du sédiment originel donnant des amas sphériques de gros cristaux de quartz (anciens galets ?) entourés d'une pellicule d'oxyde de fer ne suggérerait pas un dépôt à très faible profondeur.

INDICATIONS MICROPALÉONTOLOGIQUES. — Les structures charbonneuses, ou épigénisées par le carbone, présentent des aspects qui militent en

faveur d'une origine organique. Dans les préparations utilisées pour l'observation microscopique, j'ai sélectionné les échantillons dont la densité en matière charbonneuse est faible, en choisissant, comme je l'ai mentionné, les parties de la roche appauvries en carbone, non originellement, mais par oxydation postérieure. De là vient que souvent ces structures charbonneuses sont apparemment mal conservées. Une étude en lumière réfléchie sur échantillon poli a été envisagée, elle sera tentée prochainement. Mais dès maintenant il est possible de suggérer que ces structures ont une origine phytologique.

J'ai remarqué en outre de nombreux corpuscules dont l'attribution demeure encore énigmatique. Parmi ces derniers, un certain nombre évoque l'allure de spores de champignons. Il est bien évident qu'il ne s'agit là que de termes de comparaison qui font état des recherches en cours. Les dimensions (15 à 25 μ), l'existence d'une sorte de cuticule, la coloration, la variabilité des formes, l'absence de structure interne, incitent à cette comparaison. Leur aspect offre une analogie avec celui des spores de champignons des dépôts noirs riches en débris végétaux (sapropels et autres). Certaines préparations offrent localement une densité considérable de ces corpuscules ; elle peut atteindre 25 organismes au mm³. Les recherches systématiques que j'ai entreprises pour inventorier et cataloguer ces innombrables formes permettront, je l'espère, d'éclairer ce problème.

Je préciserai que ces formes, d'allure organique, ont été observées avec un objectif à immersion et que la mise au point sur ces organismes permet d'affirmer leur position au sein de la roche à des profondeurs variables, en sorte que se trouve éliminée l'éventualité d'une incorporation accidentelle de microorganismes actuels. La présence même de ces organismes au sein de la silice fut d'ailleurs, antérieurement à ces travaux, un obstacle à l'analyse au microscope électronique que sollicita auprès de divers laboratoires spécialisés notre regretté maître, P. Fallot.

Notons enfin que l'état de fraîcheur relative de ces formes confirmerait leur éventuelle attribution à des spores, ces organismes étant connus pour offrir une résistance considérable à l'altération.

CONCLUSIONS. — Ainsi l'étage charbonneux du Briovérien normand se révèle comme étant des plus intéressants, en particulier par les indications biologiques que laissent présager les premières observations.

Si l'on peut admettre qu'il puisse exister trois horizons phtanitiques superposés : horizon de Landemer, horizon de la lande des Vardes, et horizon de Morsalines, ces niveaux se situent vers le sommet du Briovérien inférieur et à la base du Briovérien moyen. Nulle part on ne rencontre de phtanites associés à des faciès appartenant à des niveaux supérieurs du Briovérien.

Toutefois nous observons la proximité de sédiments appartenant à la série des tillites (étage de Granville, X^{3a}) au voisinage de la seconde bande (méridionale) de la région centrale du Cotentin (Quibou, Saint-Denis-le-Gast, Granville). Mais cette rencontre paraît en relation avec l'important accident tectonique de Mesnil-Aubert.

Bibliographie.

- COGNÉ J. (1959). — Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Basse-Normandie. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 269.
- GRAINDOR M.-J. (1957). — Le Briovérien dans le NE du Massif armoricain. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, 211 p., 45 fig., 26 pl., 1 carte.
- (1961). — Géologie du NW du Cotentin (feuille Cherbourg au 50 000^e). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 57, p. 475-556.
- JUIGNET P. (1960). — Étude géologique de la région de Pont-Hébert-Airel (Manche). Les calcaires de La Meauffe. Dipl. Ét. sup., Caen.
-

Précisions sur la paléogéographie du flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie)

par Daniel DONDEY *.

Sommaire. — De l'étude des variations de faciès de l'Albien le long du flanc occidental du synclinal de Thônes, il ressort que les limites des lacunes respectives de l'Albien et du Crétacé supérieur doivent être modifiées. Il faut noter aussi la découverte d'une phase de plissements anté-priabonienne.

HISTORIQUE SOMMAIRE. — On doit à A. Favre, en 1867, la première synthèse sur les Alpes de Savoie et une description succincte des terrains qui nous intéressent. Leur stratigraphie a été ultérieurement précisée par Ch. Jacob [1908], H. Douvillé [1916], L. V. Collet, R. Perret et Ad. Jayet [1926].

Le caractère transgressif du Crétacé supérieur, son absence éventuelle ainsi que certaines discordances locales, avaient fait d'autre part admettre depuis longtemps l'existence d'oscillations verticales entre l'Aptien et le Nummulitique. On se reportera à ce sujet aux travaux de M. Lugeon [1900], H. Bütler [1928], L. Morret [1934], E. Parejas [1938], L. W. Collet [1943] et A. Carrozzini [1951].

J'ai été amené, dans le cadre d'une thèse sur la zone ultrahelvétique, les klippen de Savoie et leur soubassement, à reprendre cette question et le but de cette note est d'exposer quelques résultats nouveaux récemment obtenus.

VARIATIONS DE FACIÈS DE L'ALBIEN. — En dépit des variations de faciès et d'épaisseur, dont cette note donnera quelques exemples, on peut retenir, comme caractéristique de l'Albien, la coupe du col de Taine au-dessus du Petit-Bornand.

Les calcaires gris, à faciès urgonien, qui représentent la base de l'Aptien, passent à des bancs glauconieux clairs qui eux-mêmes se poursuivent par un niveau gréseux grossier, glauconieux et phosphaté, à nombreuses sections de Brachiopodes.

Après le dépôt des marnes schisteuses noires, gréseuses et glauconieuses, à *Leymeriella tardifurcata* de l'Albien inférieur, la sédimentation devient plus franchement gréseuse avec l'Albien moyen dont les bancs durs, glauconieux, à *Douvillerias mamillatum*, sont séparés parfois par de minces intercalations marneuses. Il leur succède le banc pseudo-conglomératique de l'Albien supérieur. Une coupe plus complète de ce dernier peut être relevée dans la région de Grand-Bornand, au pied de la falaise qui domine vers le Nord le village de Chinailon. On y observe la succession suivante :

- | | |
|---|-------|
| 8. Calcaires sombres priaboniens à pseudo-galets de remaniement à la base. | |
| 7. Calcaires sublithographiques clairs : Turonien-Sénonien. | |
| 6. Calcaires gréseux et glauconieux. | |
| 5. Microconglomérat et fossiles phosphatés roulés | 3 cm |
| 4. Galets albiens (3-8 cm), microgalets et Ammonites phosphatées roulées, pris dans un ciment calcaire sublithographique glauconieux..... | 40 cm |
| 3. Pseudo-galets albiens pris dans une pâte albienne (grésoglauconieuse), passage progressif avec le niveau 4 | 25 cm |
| 2. Lit à pâte claire, essentiellement gréseux, à très nombreuses Ammonites phosphatées roulées | 25 cm |
| 1. Grès, clair au sommet (fossiles), puis noir, formant falaise. | |

Nous retiendrons de cette coupe de l'Albien supérieur l'établissement hésitant d'un nouveau

* Note présentée à la séance du 16 janvier 1961.

régime au Vraconien (niveaux 2 à 5), traduit par les récurrences gréseuses au sein d'une sédimentation de plus en plus profonde qui s'affirmera avec les calcaires à quartz et glauconie (niveau 6) que l'on s'accorde à rattacher au Céno-manien.

A la coupe du col de Taine, d'une puissance voisine de 30 m, peut être comparée la coupe des grottes de Seythenex (fig. 1 A) à l'extrémité nord des Bauges, près de Faverges, qui n'en diffère, outre la couleur verte générale des grès, que par l'intercalation plus fréquente de marnes

noires entre les bancs gréseux et par la puissance, voisine de 56 m. L'étude micrographique des calcaires gréseux, glauconieux qui font suite vers le haut au pseudo-conglomérat à fossiles roulés révèle une légère évolution de la microfaune. Aux assises les plus foncées, dans lesquelles il ne m'a pas été possible de rencontrer de faune intéressante, succèdent des calcaires encore très riches en éléments détritiques auxquels se mêlent des *Rotalipora apenninica*. La glauconie et le quartz se raréfient ensuite rapidement et dans les calcaires très clairs ponctués de vert apparaissent,

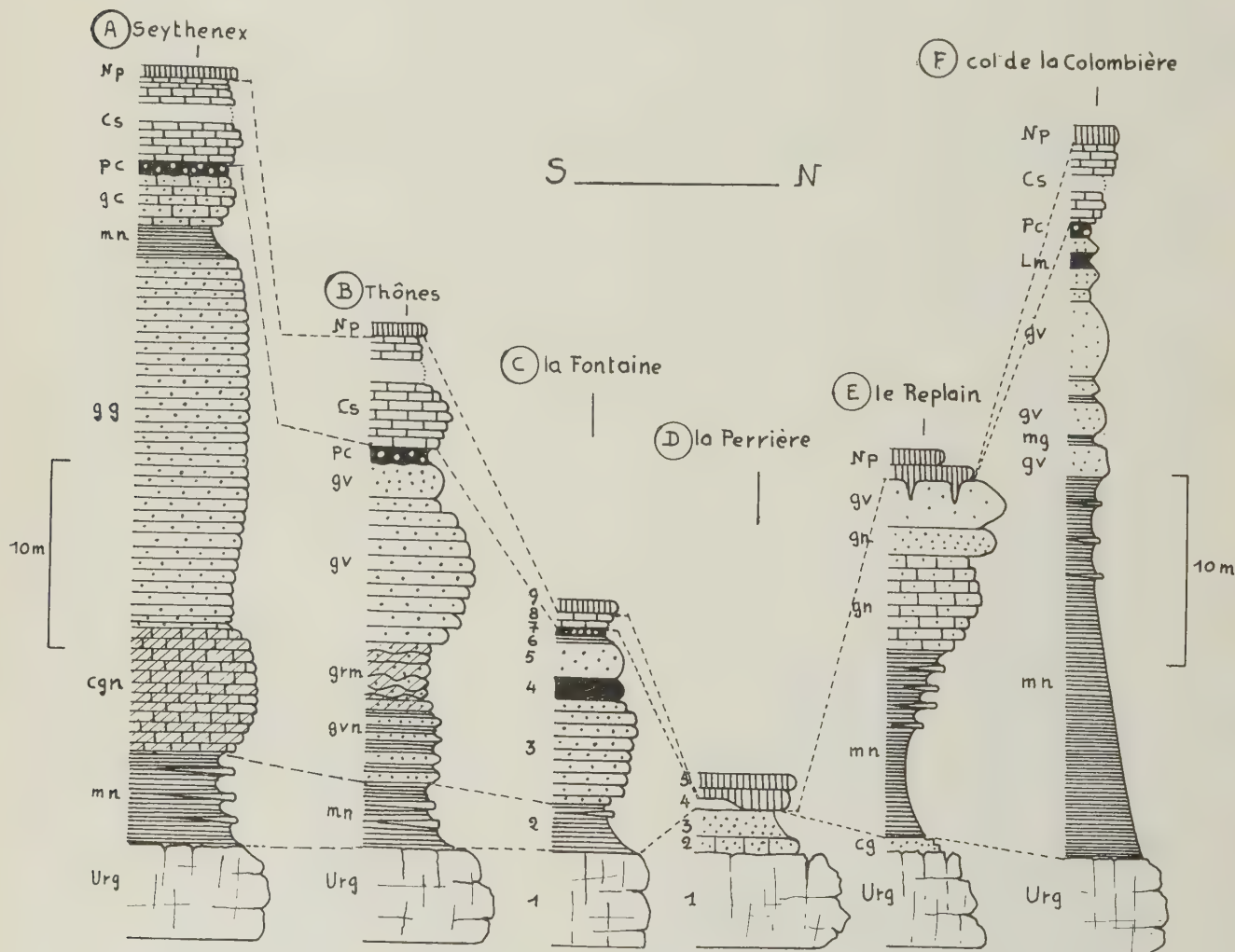


FIG. 1. — Les variations de faciès de l'Albien sur le flanc occidental du synclinal de Thônes.

Np : Priabonien ; Cs : Crétacé supérieur ; Pc : pseudo-conglomérats ; gc : grès calcaire ; mn : marnes noires ; gg : grès glauconieux ; cgn : calcaires glauconieux noirs ; gv : grès verts ; grm : grès remaniés ; gvn : grès verts ou noirs ; Lm : lumachelle à Rhynchonelles ; cg : calcaires gréseux ; Urg : Urgo-Aptien.

On notera l'existence de deux domaines de sédimentation au Crétacé moyen, l'un à l'Albien, grésoglaucieux dominant (Albien vert), l'autre à l'Albien surtout marneux (Albien noir), séparés par un seuil d'érosion.

à côté de rares *Rot. apenninica*, des *Gl. helvetica* et *Gl. stephani*. Nous aurions donc un passage continu entre le Cénomanien moyen et le Turonien inférieur, ce qui confirme les conclusions des auteurs sur cette question. Les assises de base représentent vraisemblablement le Cénomanien inférieur.

L'Albien se trouve réduit non loin de là, au pied de l'Arclosan, vers le Nord, à une dizaine de mètres. Le régime de courants littoraux qui a gêné le dépôt de l'Albien, ou l'a partiellement remanié ou décapé, s'aggrave rapidement, puisque au synclinal de Sur-les-Maisons, près de Saint-Ferréol, ainsi qu'à la Tournette, M. Lugeon [1900] a décrit la transgression du Crétacé supérieur sur l'Urgonien. L'absence locale de l'Albien et du Crétacé supérieur que j'ai constatée sur les flancs de l'Aiguille, au-dessus de la Bottière, peut vraisemblablement être imputée aux laminages tectoniques, très intenses, en raison de la présence voisine de la klippe de Sulens.

L'Albien est à nouveau bien individualisé au calvaire de Thônes (fig. 1 B) où son épaisseur atteint 38 m. La présence de pseudo-galets dans des grès noirs assez fins de l'Albien moyen confirme les remaniements sous-marins à cette époque.

Son épaisseur se réduit à nouveau vers le Nord. A La Fontaine, au-dessus de Villard-sur-Thônes, Albien et Crétacé supérieur ne dépassent pas 13 m (fig. 1 C) :

9. Calcaires priaboniens à petites Nummulites.	
8. Crétacé supérieur : calcaires bourrés de glauconie détritique et même, à la base, de microgalets de l'Albien.....	0,70 m
7. Galets albiens de 3 à 15 cm cimentés par du calcaire fin, glauconieux : pseudo-conglomérat.....	0,25 m
6. Marnes gréseuses.....	0,50 m
5. Grès vert compact	2 m
4. Niveau gréseux s'altérant en sable, à très nombreuses coquilles de Rhynchonelles ; rares Ammonites, Huîtres et tubes de Serpules	1 m
3. Grès verts ou noirs	6 m
2. Marnes noires	2,50 m
1. Urgo-Aptien.	

Le Crétacé supérieur (8) est donc ici limité en fait au Cénomanien. La réduction est maximale à la Perrière, au-dessus de Saint-Jean-de-Sixt, où la coupe suivante peut être relevée (fig. 1 D) :

5. Calcaires priaboniens à petites Nummulites.	
4. Grès glauconieux rouge manquant localement.	
3. Grès blancs ou roussâtre, glauconieux, passant par altération à des sables jaunâtres.	1,50 m
2. Calcaire gréseux.	0,85 m
1. Aptien à faciès urgonien.	

Cette coupe est en tous points singulière : les faciès gréseux ou sableux de l'Aptien s'y rencontrent avec un développement égalé nulle part ailleurs ; l'Albien classique, ainsi que le Crétacé supérieur, font défaut et sont remplacés exceptionnellement par des grès glauconieux rouges dont l'attribution demeure incertaine. La fréquence élevée de la glauconie, en partie hématisée et responsable de la teinte vive, les rapprocherait de l'Albien plus que de l'Aptien dont les teneurs en glauconie, dans cette région du synclinal de Thône, restent faibles. Quoi qu'il en soit, leur composition (quartz, zircon, minéraux lourds, chloritite abondante, fragments de tests d'*Échino-dermes*) et surtout leur forte oxydation témoignent de l'existence de conditions paléogéographiques particulières sur lesquelles je reviendrai.

Au Replain, entre Saint-Jean-de-Sixt et Grand-Bornand, la puissance de l'Albien n'atteint pas 20 m (fig. 1 E). On retrouve en outre les niveaux 2 et 3 décrits à la Perrière avec cependant une épaisseur moindre. La présence de l'Aptien, gréseux, sableux ou calcaréo-gréseux, est d'ailleurs très générale dans toute cette partie du synclinal de Thônes.

Plus instructif est, au Replain, le contact entre l'Albien et le Nummulitique.

Celui-ci ravine profondément les grès verts, et l'image semble-t-il la plus logique qu'évoquent les goulots dans lesquels s'inscrivent les calcaires priaboniens est celle d'une transgression directe de ceux-ci sur l'Albien.

Cette conclusion est confirmée par la découverte, en amont de Grand-Bornand, au voisinage de la route du col de la Colombière, de galets albiens repris dans les calcaires à petites Nummulites (fig. 2).

L'examen micrographique m'a permis de retrouver, au Replain, les caractères de la sédimentation énoncés à partir d'autres coupes de l'Albo-Aptien et du Crétacé supérieur par A. Carozzi [1951]. A l'exhaussement du fond à l'Aptien supérieur succède, avec le dépôt des marnes noires, une sédimentation plus tranquille au cours de laquelle la glauconie authigène apparaît à côté des grains détritiques. Les courbes de clasticité et de fréquence de la glauconie accusent même, à la base des marnes gréseuses noires, un net fléchissement par rapport aux courbes correspondantes du quartz détritique. Les courbes caractéristiques de ces deux minéraux redeviennent ensuite parallèles et révèlent une tendance à l'exhaussement maximal à la fin de l'Albien, opérée, au cours du dépôt de l'ensemble de la série gréseuse, dans un régime de constants remaniements.

Au col de la Colombière enfin, l'Albien retrouve localement une puissance voisine de 40 m (fig. 1 F).

Il ressort de cette étude des variations de faciès de l'Albien le long du flanc occidental du synclinal de Thônes que les limites des lacunes respectives de l'Albien et du Crétacé supérieur doivent être modifiées. Ce dernier disparaît à la hauteur de Villards-sur-Thônes jusqu'au Nord de

Grand-Bornand, au pied de Roc-de-Chaumieux et vers l'Arbelay. L'Albien subit, à partir de Thônes, une réduction d'épaisseur qui conduit à sa disparition pratiquement complète à la Perrière près de Saint-Jean-de-Sixt.

Albien et Crétacé supérieur manquent localement sur les flancs de l'Aiguille (massif de la Tournette) au-dessus de la Bottière.

L'examen lithologique est plus révélateur

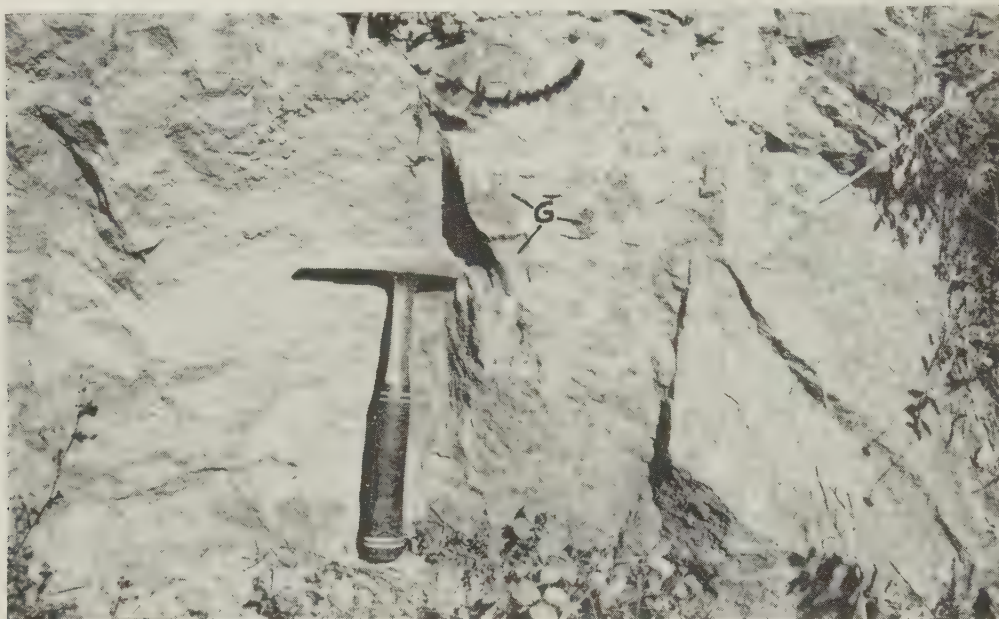


FIG. 2. — Conglomérat priabonien à galets d'Albien (G), Grand-Bornand.

encore. L'abondance des éléments détritiques auxquels se mêle de la glauconie, à l'Aptien supérieur, liée à la présence de couches rubéfiées observées à la surface de l'Urgo-Aptien, entre les chalets de la Colombière et Montarquis, conduisent à admettre l'apparition, dès cette période, de conditions nouvelles où un exhaussement général s'accompagne de courants sous-marins susceptibles de transporter au loin le matériel détritique. La région de la Perrière se singularise ainsi dès l'Aptien avec le dépôt des importants bancs de grès et de sable.

A la sédimentation albiennne, dont le régime est trop connu pour que j'insiste, succède, avec la transgression cénomaniennne qui provoque le remaniement répété d'une fraction des sédiments albiens, un brusque approfondissement qui se réduira à nouveau au cours du Campanien et du Maestrichtien.

Ce schéma d'une sédimentation marine con-

tinue jusqu'au Priabonien doit être localement modifié. La présence de couches rouges dans le Crétacé supérieur [Moret, 1934] ainsi que la teinte identique des grès de la Perrière révèlent de très violentes oxydations locales. Les réductions d'épaisseur ou les lacunes complètes du Crétacé supérieur (et même parfois de l'Albien) prouvent que celui-ci ne s'est pas déposé ou a été érodé avant le dépôt du Priabonien dont la transgression s'effectue parfois, au Replain par exemple, directement sur l'Albien qu'il corrode et dont des galets sont occasionnellement repris dans les calcaires à petites Nummulites. Précisons en outre que L. Moret a décrit en 1934 le Lutétien lacustre au Roc de Chère et que L. W. Collet [1943] attribue au Lutétien inférieur le Sidérolithique de la nappe de Morcles.

Ces dernières remarques sont plus favorables à l'hypothèse d'une oxydation en milieu aérien, par suite d'une émergence entre l'Albien et le Pria-

bonien, qu'en milieu marin profond. La région de Saint-Jean-de-Sixt semble être le point, pour se limiter au synclinal de Thônes, où ce comportement aberrant se manifeste, avec une particulière intensité.

TECTONIQUE ANTÉ-PRiabonienne. — Les conclusions apportées par l'étude lithologique de l'Albien et du Crétacé supérieur sont précisées par la découverte, dans les régions de Grand-Bornand et du col de la Colombière, d'une phase de plissements anté-priabonienne.

La falaise qui domine vers le Nord le village de Chinaillon en offre l'exemple le plus net (fig. 3). Le ressaut sommital correspond aux calcaires priaboniens, tabulaires et faiblement déversés vers l'Est-Sud-Est. Or, ceux-ci reposent en discordance angulaire sur les petits bancs du Crétacé supérieur fortement plissés, s'achevant en biseau contre le Priabonien. Des mesures statistiques systématiques révèlent que les directions de plissement observées au niveau du Crétacé supérieur se prolongent dans l'Albien où leurs caractéristiques sont identiques. Nous

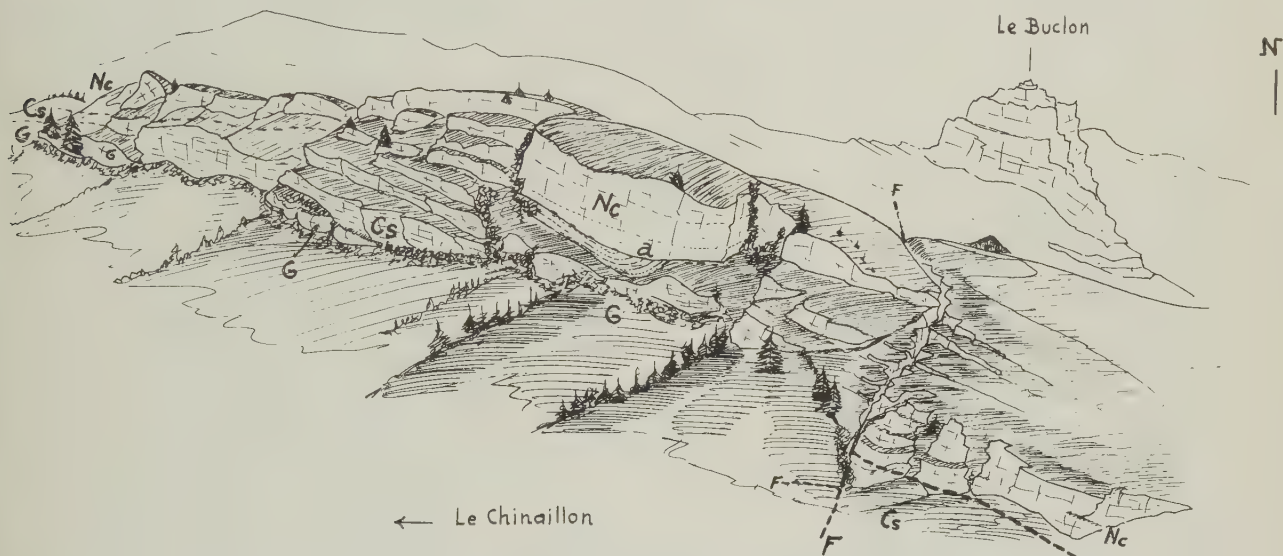


FIG. 3. — La falaise du Chinaillon; croquis d'après nature.

G : Albien ; Cs : Crétacé supérieur ; Nc : calcaires priaboniens ; a : banc de base du Priabonien ; F : faille.

sommes donc là en présence d'une véritable phase tectonique anté-priabonienne, dont les vestiges sont d'ailleurs multiples au voisinage de Grand-

Bornand et du col de la Colombière où H. Büttler [1928] avait déjà remarqué le biseautage anormal du Sénonien. Il est cependant évident que

LOCALITÉ	DIRECTION AXE DE PLISSEMENT Alb. Cs	INTENSITÉ DU PLONGEMENT AXE CORRESPONDANT	DIRECTION AXE DE PLONGEMENT NUMM.	INTENSITÉ DU PLONGEMENT AXE CORRESPONDANT
Chinaillon.....	N 113° E	5° vers E	N 35° E	6° vers N
—	N 137° E	6° — E	N 35° E	6° — N
—	N 130° E	12° — W	N 5° E	5° — N
—	N 85° E	10° — E	N 175° E	18° — N
—	N 112° E	18° — E	N 0°	10° — N
Torrent Chinaillon ...	N 64° E	4° — W	N 8° E	10° — N
Arbelay.....	N 100° E	34° — E	?	?
—	N 83° E	4° — W	?	?
Colombière-Montarquis.	N 123° E	3° — W	N 23° E	23° — N
—	N 54° E	8° — W	N 23° E	24° — N
—	N 91° E	3° — E	N 23° E	22° — N
—	N 92° E	4° — E	N 164° E	24° — S

Tabl. 1.

la tectonique alpine a en partie effacé ces anciennes traces de plissement en provoquant une accordance tectonique qui imite, sans en avoir la valeur, la continuité stratigraphique.

Leur étude repose sur l'analyse structurologique statistique (méthode Wegmann). Le tabl. 1 résumera, pour les plis les plus importants, les directions respectives des axes de plissement de l'Albien-Crétacé supérieur et du Nummulitique, sur une même verticale.

Ces mesures mettent en relief la divergence de direction des deux phases tectoniques, anté-priabonienne et alpine, presque perpendiculaires : le plissement des terrains crétacés se fait selon une direction E-W, tandis que l'on retrouve avec les calcaires à petites Nummulites l'orientation NNE-SSW typique de l'Alpin (fig. 4).

Les structures anté-priaboniennes ne sont cependant pas restées insensibles à la tectonique alpine à laquelle elles ont opposé une résistance

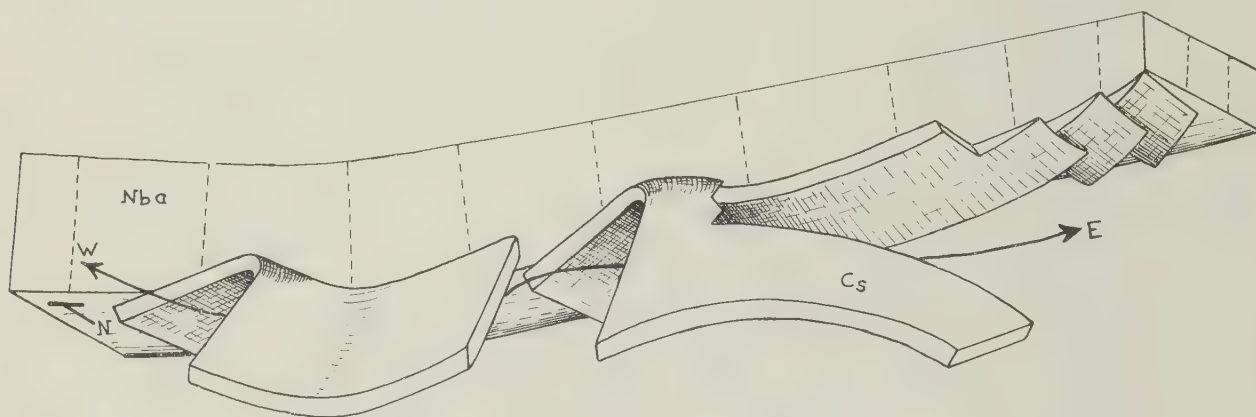


FIG. 4. — Tectonogramme semi-schématique montrant les rapports entre Nummulitique et Crétacé supérieur (Cs) dans la vallée du Chinaillon.

Nba : banc de base du Priabonien dont on remarquera la variation d'épaisseur, d'Ouest en Est, selon le profil du paléorelief crétacé

qui se traduit le plus fréquemment par une particulière abondance des diaclases et des failles au sein de leurs assises, mais également, comme on peut le vérifier au Chinaillon (fig. 4) par une adaptation souple à la nouvelle direction de plissement : certains bancs, plissés suivant une direction E-W, montrent en outre un gauchissement général d'axe N-S.

L'étude du contact entre le Crétacé supérieur et le Priabonien se révèle parfois particulièrement discordant : il en est ainsi au voisinage des chalets de la Colombière où les directions respectives des deux bancs en contact sont données dans le tabl. 2.

Cette discordance est due, dans ce cas particulier, à l'existence d'un paléorelief qui a condi-

DIRECTION CRÉTACÉ SUPÉRIEUR	PLONGEMENT D'AXE	DIRECTION NUMMULITIQUE	PLONGEMENT D'AXE
N 32° E	46° vers E	N 123° E	40° vers W

TABL. 2.

tionné le dépôt du Priabonien dans le sens de la pente.

L'image, plus nette encore, d'une telle paléoformation, se retrouve au Chinaillon où le banc nummulitique de base subit d'importantes variations d'épaisseur en fonction de la distribution des paléoreliefs crétacés dont on suit aisément le tracé (fig. 4).

CONCLUSION. — On retrouve dans le massif des Bornes, au niveau du flanc occidental du synclinal de Thônes, les preuves d'importantes oscillations verticales du fond, entre l'Urgo-Aptien et le Priabonien, qui s'accompagnent d'une disparition locale de l'Albien et parfois même du Crétacé supérieur dans le massif de la Tournette, et d'une émergence très probable dans la région de

Saint-Jean-de-Sixt. Celle-ci est-elle contemporaine des plissements anté-priaboniens de Grand-Bornand, col de la Colombière ? On ne saurait l'affirmer *a priori*. La découverte, dans les assises les plus élevées du Crétacé supérieur plissé, d'une faune de *Globotruncana linnei* permet de préciser leur âge ; les plissements dont on peut rappeler la singulière direction E-W se sont produits entre le Campanien-Maestrichtien et le Priabonien.

Le Lutétien est trop mal connu ici, en raison de son extrême rareté, et les idées sur l'existence d'un « promontoire des Bornes-Aravis » trop imprécises pour que l'on puisse, à cet égard, formuler une conclusion définitive. Une synthèse

sur la paléogéographie de ces massifs au Lutétien ne pourra être tentée qu'une fois l'inventaire de ces phases tectoniques anciennes effectué, afin de vérifier s'il est par exemple possible d'établir un lien entre les plissements anté-priaboniens de Grand-Bornand et ceux qu'a décrits L. Moret [1934] au Roc de Chère.

On ne peut cependant s'empêcher de noter la similitude chronologique de cette phase locale avec les importants mouvements « arvinches » de R. Barbier, et de remarquer que, outre une différence d'intensité, les plissements de Haute-Savoie ne se singularisent de la phase anté-sénonienne du Dévoluy que par un décalage stratigraphique.

Bibliographie.

- BÜTLER H. (1927-1928). — Erläuterungen zur geologischen Karte und zu den Profilen der Kette der Vergys und des Rochers de Cluses in Hoch Savoyen. *Mitt. natur. Ges. Schaffhausen*, Bd VII, p. 73-89.
- CAROZZI A. (1951). — Contribution à l'étude micrographique de l'Albien de la région de Genève. *Bull. Inst. nat. genevois*, t. LV, p. 2-45.
- COLLET L. W. (1943). — La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. Carte géol. Suisse*, 79^e livr.
- COLLET L. W., BUTLER H. et JAYET Ad. (1926). — Sur la présence du Cénomanien dans les Alpes calcaires du Genevois. *C. R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, vol. 43, n° 3, p. 161-163.
- COLLET L. W. et PERRET R. (1926). — Compléments sur la géologie du Cirque de Sales (Chaîne des Fiz, Haute-Savoie). *Ibid.*, vol. 43, p. 163-165.
- DONDEY D. (1960). — Précisions sur le Crétacé et le Nummulitique des Bornes (Haute-Savoie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 2746-2748.
- DOUVILLÉ H. (1916). — Le Crétacé et le Tertiaire aux environs de Thônes (Haute-Savoie). *Ibid.*, t. 163, p. 324.
- FAVRE A. (1867). — Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Genève, 2 t. + atlas.
- LUGEON M. (1900). — Les dislocations des Bauges (Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XI, n° 77.
- MORET L. (1934). — Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. X, n° 22.
- PAREJAS Ed. (1938). — Essai sur la géologie ancienne du Pays de Genève. *Rev. Fac. Univ. Istanbul*, t. III, fasc. 2.

Les caractères structuraux des montagnes de la région de Kaboul (Afghanistan)

par Guy MENNESSIER *.

Sommaire. — Les montagnes de Kaboul donnent un remarquable exemple de *tectonique de fond*. Un puissant revêtement, composé d'une série calcaire allant de l'Ouralo-Permien au Crétacé supérieur à la base, d'une série schisto-calcaire avec des ophiolites montant du Crétacé supérieur au Lutétien au sommet, repose en discordance sur un substratum métamorphique très plissé, d'âge indéterminé. Lors de la phase majeure, au Nummulitique supérieur, le socle s'est morcelé en une mosaïque de voussoirs, par rejeu des failles anciennes. Ses déformations se sont transmises d'une manière immédiate dans le revêtement. Celui-ci présente des plis, des chevauchements du deuxième genre et de très importantes failles normales, traduisant une extension horizontale lors de la relaxation qui a suivi une période de serrage ayant produit les chevauchements. *Les déformations de détail du revêtement sont aussi en relation immédiate avec les vieux plis du socle*, qui se manifestent non pas par une accentuation de leur plissement, mais comme des zones d'amincissement différentiel du socle, liées à la présence en leur sein de couches plus déformables. Cette dernière observation précise et modifie, au moins pour la région envisagée, la conception classique du « pli de fond » telle que la concevait E. Argand.

INTRODUCTION. — La géologie de la région de Kaboul n'avait fait jusqu'à maintenant l'objet que de reconnaissances rapides, rendues d'autant plus méritoires par les difficultés du temps, de la part principalement de C. L. Griesbach [1887], H. H. Hayden [1911], R. Furon [1926] et E. Trinkler [1928].

Depuis 1958, la possibilité m'a été donnée d'entreprendre une étude détaillée des montagnes autour de Kaboul sur la base de photographies aériennes à l'échelle du 60 000^e, grâce à la haute bienveillance de S. E. le ministre des Mines et de l'Industrie du royaume d'Afghanistan, Dr Mohamad Youssouf, de S. E. le vice-ministre Dr Sultan Popol et à la collaboration aussi amicale qu'efficace de MM. les ingénieurs Samad Salim, directeur du Service géologique, Yakoubi et Saïd Achem.

La région étudiée couvre une aire triangulaire d'environ 3 500 km², limitée approximativement par les localités de Tcharikar, au Nord, Sarobi à l'Est et le col de Tchaouki-Arghandi au Sud-Ouest.

I. APERÇU GÉOGRAPHIQUE. — La partie nord-ouest de la région étudiée est occupée par de vastes plaines, souvent désertiques (dacht en persan). Au centre s'étale la plaine de Kaboul

et ses dépendances méridionales, plaine de Tchardeh le long du Kaboul, et plaine de Mossaï-Logar parcourue par le Logar. Au Nord-Ouest s'allonge la plaine de Koh-é-Daman, le long des monts de Paghman. L'altitude de ces plaines se tient vers 1 800-2 000 m en remontant doucement vers le pied des montagnes. Elles sont compartimentées par des collines verdâtres et dénudées de terrains métamorphiques, qui les dominent de 300 à 400 m. La chaîne principale, traversée par la route du Nord au Kotal-é-Khair-Khana, serpente en direction NNE-SSW. Des ramifications s'en détachent vers l'Ouest et surtout vers l'Est, la plus importante étant celle de Koh-é-Païmounar, dirigée vers l'Est. La chaîne principale s'arrête au Sud contre la crête discontinue, dirigée NW-SE, qui domine la ville de Kaboul.

À l'Est, l'horizon est borné par les hautes falaises calcaires d'une chaîne culminant au-dessus de 3 400 m, véritable dorsale N-S séparant les plaines précédentes et leurs échines métamorphiques du pays schisteux qui s'étend plus à l'Est, le long du Pandjchir, puissant torrent dégringolant du Nord. La dorsale, dans laquelle le

* Note présentée à la séance du 10 avril 1961.

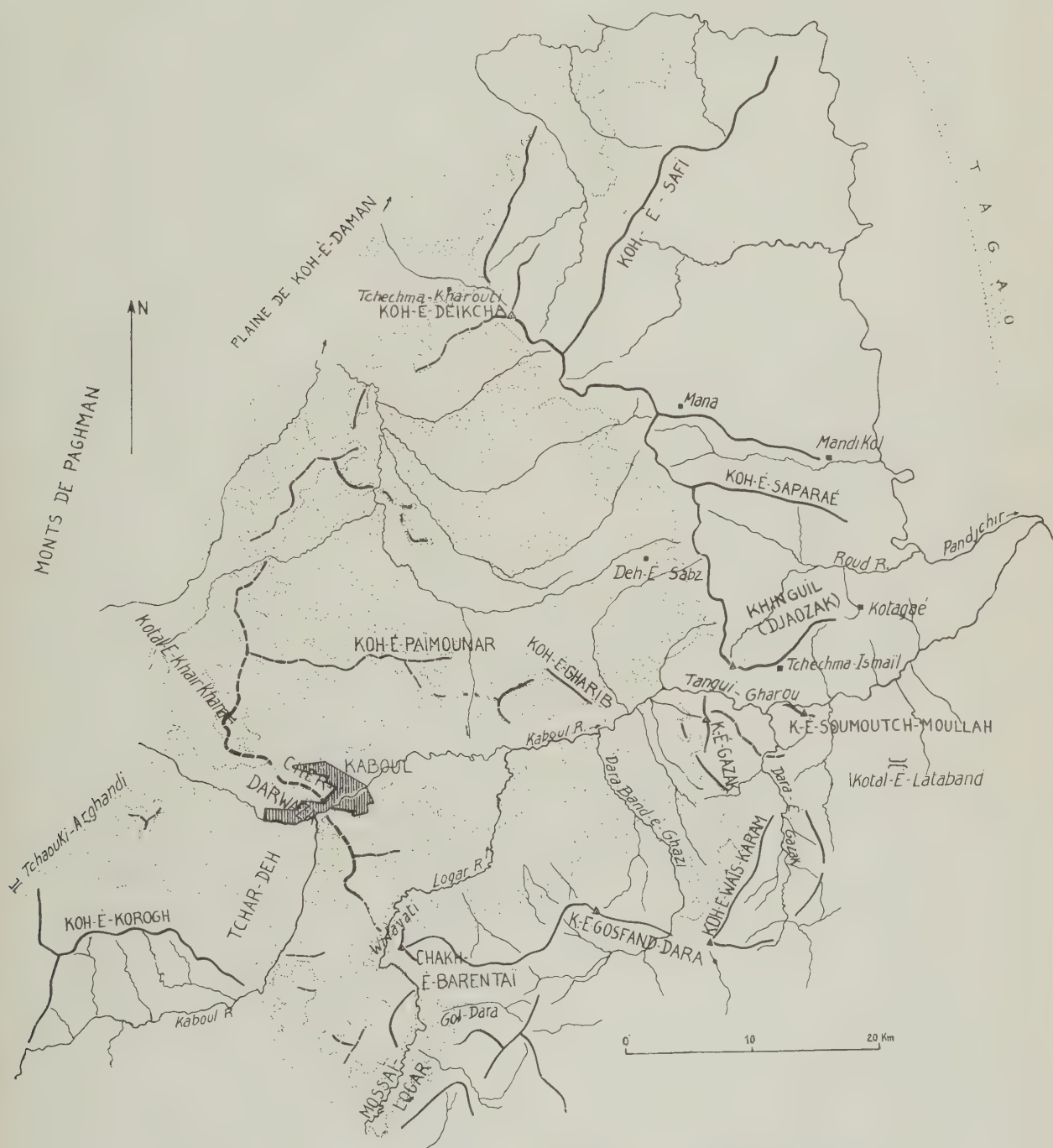


FIG. 1. — Schéma orographique et hydrographique de la région à l'E de Kaboul.

En grisé : zones de plaines ; *en blanc* : collines et montagnes ; *traits gras* : lignes de crêtes constituées par les séries sédimentaires ; *tirés gras* : lignes de crêtes formées par les séries métamorphiques.

Kaboul a taillé les profondes gorges du Tangui-Gharou, peut être appelée par commodité chaîne de Khinguil, en l'absence d'un nom d'ensemble utilisé localement. Elle se dirige en serpentant vers le Nord, pour se terminer à Koh-é-Deikcha. Au Nord du Kaboul, plusieurs chaînons s'en détachent vers l'Est. Au Sud de la rivière, elle s'émiette en plusieurs petits massifs que la route de Peshawar franchit au col du Lataband à la faveur d'un ensellement : à savoir, au Nord de la route Koh-é-Gazak et Koh-é-Soumoutch-Moullah, au Sud deux montagnes séparées par la Dara-é-Gazak, dont la plus élevée est celle située à l'Ouest (Koh-é-Waïs-Karam-Baba). De cette dernière, le haut chaînon métamorphique de Koh-é-Gosfand-Dara se dirige vers l'Ouest, fermant ainsi la plaine de Kaboul au Sud, jusqu'au pic Chakh-é-Barentaï qui domine le Logar. Plus à l'Ouest, quelques hauteurs métamorphiques parsèment les plaines entre le Logar et le Kaboul. Mais la réapparition des calcaires détermine la montagne de Koh-é-Korogh qui se dresse au S de Kaboul et vient finir à l'Ouest contre les monts de Paghman, au col de Tchaouki-Argandi.

Au point de vue hydrographique, le Sud de la région est essentiellement drainé par le Kaboul, coulant vers l'Est, qui reçoit en rive droite le Logar. Le reste voit ses eaux se diriger vers le Pandjehir qui descend de l'Hindou-Kouch pour venir confluer avec le Kaboul près de Sarobi. L'ensemble de la région se caractérise par un chevelu très ramifié et l'importance des cônes de déjection.

II. APERÇU STRATIGRAPHIQUE. — Il est possible de distinguer cinq grands ensembles stratigraphiques. A la base viennent des séries métamorphiques, intensément plissées et très érodées, traversées par des roches basiques grenues (série de Kaboul d'H. H. Hayden [1911], série de Deh-é-Sabz) qui sont au moins anté-carbonifères supérieures, sinon anté-néodévoniennes. Au-dessus se dresse en discordance la puissante série de Khinguil [Hayden, 1911 ; Mennessier, 1961], composée de calcaires marins qui paraissent débiter dans le Carbonifère supérieur et monter jusque dans le Sénonien ; le Jurassique et le Crétacé inférieur et moyen manquent ou sont très réduits, bien qu'aucune discordance ne soit observable. La série de Khinguil supporte en concordance la série schisto-calcaire de Kotagâé [Mennessier, 1961]. Celle-ci, très puissante, débute dans le Crétacé supérieur et monte au moins jusque dans le Lutétien indiqué par des Nummulites [Mennessier, 1961 ; Kaever, 1961]. Elle est bourrée d'ophiolites. Plus haut et en pleine dis-

cordance, vient une série néogène de type Siwaliks, que je nommerai série du Lataband. Le cinquième et dernier ensemble est constitué par un Quaternaire au sens large, très diversifié.

Il est bon, ces séries étant peu ou mal connues, de reprendre quelques points avec plus de détail pour la bonne compréhension de la tectonique.

1. *Séries de Kaboul et de Deh-é-Sabz.* La première est constituée par un puissant ensemble de roches métamorphiques, où je ferai les distinctions suivantes.

— A la base vient le groupe des gneiss de Cher-Darwaza, passant vers le bas à des roches claires à allure de leptynites grossières (le *gneissose granite* d'Hayden [1911]). Les gneiss renferment toujours de la biotite, à laquelle s'ajoute la muscovite tout au sommet. Ils alternent souvent avec des bancs d'amphibolites sombres et massives. Des cipolins, des marbres saccharoïdes, des micaschistes s'y observent par place en couches minces et irrégulières. Des pegmatites en sills deviennent de plus en plus abondantes vers la base. En quelques points, les gneiss passent franchement à des diadysites ; en d'autres, l'abondance des lits blancs suggère un apport migmatitique. Il ne faut pas oublier au sein du groupe de Cher-Darwaza la présence de couches nombreuses de vieilles roches volcaniques.

— Au-dessus vient le groupe des quartzites de Korogh, roches très dures, où la biotite n'est pas rare. D'autres bancs prennent un faciès de micaschiste à deux micas, avec du quartz, de l'orthoclase, du sphène et du fer. On reconnaît par place, surtout sur Koh-é-Korogh, des conglomérats à dragées de quartz et des stratifications entrecroisées. Ces quartzites semblent former de vastes lentilles irrégulières passant latéralement aux roches de leur mur et de leur toit.

Ce dernier est constitué par les micaschistes à deux micas de Wilayati, renfermant du grenat et de la staurotide en abondance, la biotite ne se trouvant pas dans le plan de foliation. Le sphène n'y est pas rare. Par place, ils se montrent fortement chloritisés. Des bancs d'amphibolites sombres alternent souvent avec les micaschistes.

— Plus haut vient un puissant ensemble de marbres, qui est généralement en contact sinon anormal avec les groupes précédents, du moins dysharmonique. Il existe cependant une zone très froissée de transition, où des synclinaux de marbres pincés dans les micaschistes et des anticlinaux de ces derniers perçant les marbres paraissent indiquer qu'il y a continuité entre les marbres et les micaschistes de Wilayati. A la

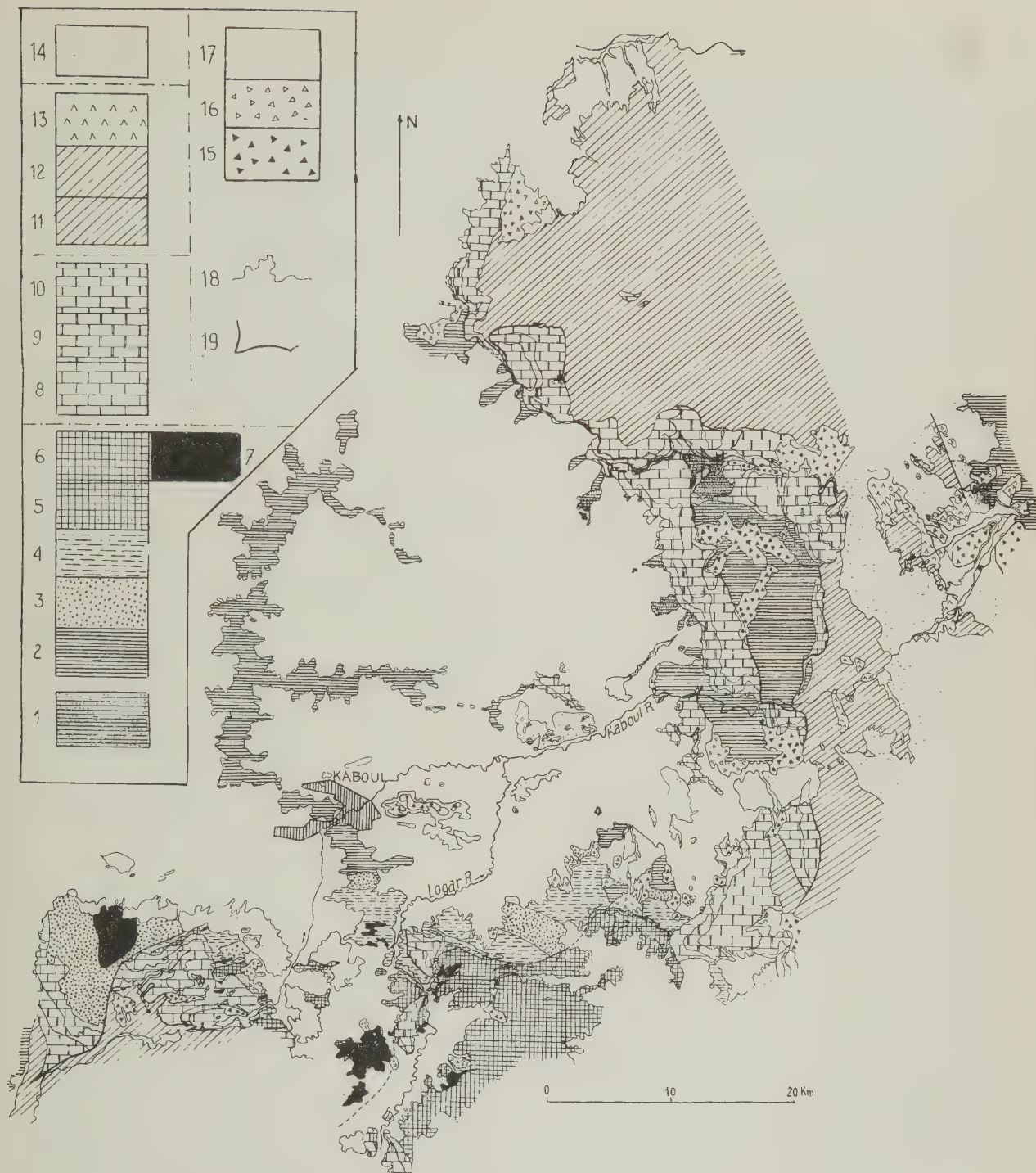


Fig. 2. — Schéma géologique de la région à l'E de Kaboul.

1 : série de Deh-é-Sabz ; 2-6 : série de Kaboul (2 : gneiss de Cher-Darwaza ; 3 : quartzites de Korogh ; 4 : micaschistes de Wilayati ; 5 : marbres de Gosfand-Dara ; 6 : marbres de Gol-Dara) ; 7 : épidiorites ; 8-10 : série de Khinguil (8 : calcaires du Tangui-Gharou ouralo ? -permien ; 9 : calcaires à Céphalopodes du Trias inférieur et calcaires triasiques de Saparaé ; 10 : calcaires de Gazak, triasiques supérieurs à la base, crétacés supérieurs pour le reste) ; 11-12 : série de Kotagaé, Crétacé supérieur-Lutétien moyen ; 13 : roches vertes ; 14 : série néogène du Lataband ; 15-17 : Quaternaire (15 : brèches, éboulis et terrasses anciens ; 16 : éboulis et brèches d'âge intermédiaire ; 17 : éboulis et alluvions récents) ; 18 : contours géologiques ; 19 : contacts anormaux.

base du complexe marbreux viennent des bancs épais de marbres saccharoïdes blancs à patine ferrugineuse, avec des lits intercalés de schistes noirs ou phlogopite et amphibole ne sont pas rares, dont le type est constitué par les marbres de Gosfand-Dara. Les bancs sont souvent recoupés par des plis ptygmatisques siliceux intensément déformés. Au-dessus s'empilent des marbres en plaquettes, les marbres de Gol-Dara, souvent à biotite. Des alternances de marbres massifs saccharoïdes sont fréquentes, certaines paraissent être des replis anticlinaux des marbres de Gosfand-Dara, d'autres de simples intercalations stratigraphiques.

Dans le NE de la région étudiée, près du village de Deh-é-Sabz, existe une autre série métamorphique de position encore énigmatique. Elle paraît reposer partout en concordance sur les gneiss de Cher-Darwaza, où elle occupe d'incontestables synclinaux. Dans l'ordre ascendant actuellement visible, elle débute par une alternance de marbres saccharoïdes et de quartzites clairs en bancs réguliers, très durs, avec des lits gneissiques à biotite ; elle continue par des marbres saccharoïdes à plis ptygmatisques siliceux, pour se terminer par des gneiss très fins. Cette série de Deh-é-Sabz est très différente de celle de Kaboul ou des séries connues plus au Nord-Ouest (séries d'Hadjigak et de l'Helmend d'Hayden [1911]). On peut tenter d'expliquer sa position en y voyant soit une série plus jeune que celle de Kaboul et discordante sur elle, malgré les apparences, soit une série inférieure, mais *renversée*.

Les séries de Kaboul et de Deh-é-Sabz sont traversées par des roches basiques grenues vert sombre, composée de cristaux d'une hornblende bleutée, souvent en aiguilles, de petits cristaux d'épidote, sur un fond feldspathique, dérivant par altération d'un gabbro basique. Ces « épidiorites » [Hayden, 1911] forment des massifs ou des sills, particulièrement au S de Kaboul, souvent accompagnés de filons. Les phénomènes de métamorphisme de contact sont presque toujours présents, surtout au contact des masses un peu importantes, plus rares au contact des filons.

L'âge de la série de Kaboul n'est pas connu avec précision. R. Furon [1926] y voyait du Précambrien, tandis qu'Hayden [1911] hésitait entre le Paléozoïque inférieur ou des terrains plus anciens. Les roches vertes paraissent toujours engagées dans les plissements de la série de Kaboul.

2. *Série de Khinguil*. Dans des travaux précédents [1961], j'ai montré que cette série pouvait être subdivisée en quatre, à savoir de bas

en haut : calcaires ouralo ?-permien à Fusulinidés du Tangui-Gharou ; calcaires à Cératitoïdés et *Monotis* du Trias inférieur ; calcaires gris triasiques de Saparaé à Encrines ; calcaires de Gazak, Trias supérieur à la base et essentiellement, sinon totalement, Crétacé supérieur pour le reste.

L'ensemble, épais de près de 2 000 m, est homogène, les calcaires cristallins gris ou noirs dominant. Les éléments détritiques y sont rares. Des grès quartzites représentent de 0,5 à 1 % de la masse. Un banc de ces roches existe en général à la base des calcaires du Tangui-Gharou.

Sur Koh-é-Korogh, ces derniers calcaires ainsi que les couches à Cératitoïdés sont très fortement recristallisés, avec disparition quasi totale des fossiles.

3. *Série de Kotagaé*. Une note précédente, consacrée à la définition de cette série me permettra d'être bref. A la base viennent des schistes avec des intercalations de calcaires cristallins formant soit des lits, soit des lentilles. De petits sills de serpentine y sont fréquents, ainsi que des roches basiques (dolérites, andésites basiques ou basaltes), ayant souvent produit un métamorphisme de contact spectaculaire. Les intercalations de radiolarite ne sont pas rares. Vers le milieu s'accumulent d'énormes masses serpentineuses, qui pénètrent dans les assises calcaires sus-jacentes. A ces serpentines sont associés des grès bruns et des pélites de même couleur, ainsi que des calcaires à Huitres et Nummulites du Lutétien moyen, l'ensemble se présentant en grand désordre, en contact toujours plus ou moins anormal avec les serpentines.

On notera que de petits amas de serpentine, qui sont sans doute les traces des cheminées d'ascension du magma, s'observent sur Koh-é-Korogh au travers des séries de Kaboul et de Khinguil.

Une épaisseur totale de l'ordre de 5 000 à 6 000 m paraît probable pour la série de Kotagaé.

4. *Série du Lataband*. Je désignerai sous ce nom les dépôts de type Siwaliks de la région de Kaboul. Ils affleurent dans d'anciennes dépressions plus ou moins isolées, qui connurent durant le Néogène un régime plus ou moins marécageux ou lacustre, marqué par des argiles et des marnes sableuses ou par des calcaires lacustres à Planorbes et Limnées, que venaient troubler des déjections fluviatiles ou torrentielles. Les matériaux de celles-ci, grès poivre et sel et conglomérats, permettent de reconnaître les directions de transport. Une longue bande, principalement fluviatile, suit le cours actuel du Pandjehir.

Les couches de la série du Lataband passent souvent latéralement à d'anciens éboulis, en particulier sur le versant nord de Koh-é-Korogh.

5. *Quaternaire lato sensu*. On peut y distinguer d'abord des dépôts récents : éboulis d'une part, alluvions fluviales des grands cours d'eau et cônes de déjection d'autre part ; puis des dépôts plus anciens, à savoir : des terrasses le long des rivières (Kaboul, Dara-é-Band-é-Ghazi) ou des débris de cônes de déjection. D'autres dépôts bréchiques brunâtres, souvent associés à des marnes terreuses, épais de plusieurs dizaines de mètres, apparaissent souvent très profondément entaillés par l'érosion (Koh-é-Korogh, Khinguil, etc.) et reposant en discordance sur les séries antérieures. Par place (Khinguil) ils admettent des intercalations de calcaires lacustres à Planorbes.

III. LES PHASES OROGÉNIQUES PRINCIPALES. — Je montrerai plus bas que le socle a subi deux phases orogéniques successives, ou tout au moins deux périodes de déformation, orogénèses qui sont au moins anté-carbonifère supérieur ou anté-néodévonien. L'étude des régions situées plus à l'Ouest en Afghanistan suggère la probabilité de déformations hercyniennes. Du Carbonifère supérieur au Lutétien au moins, la région est restée calme. Une période de mouvements intenses, responsables des montagnes actuelles, est à placer entre le Lutétien et le Néogène, disons au Nummulitique supérieur. Depuis, un jeu de voussoirs a parfois fortement déplacé de leurs positions relatives originelles les dépôts néogènes installés dans les creux de la nouvelle chaîne.

IV. GRANDES LIGNES DE LA TECTONIQUE. — La région étudiée correspond à un compartiment effondré du socle, limité à l'Est par la longue faille à peu près N-S d'Arghandi, qui le sépare des monts de Paghman ; à l'Ouest, par la faille NNW-SSE du Tagao, qui l'isole des montagnes métamorphiques de Laghman situées plus à l'Est. Les failles précédentes, d'allure verticale, se raccordent au Nord par un élément E-W. Vers le Sud, le fossé de Kaboul semble s'ouvrir largement.

La tectonique relève typiquement d'un régime de « plis de fond », au sens d'Argand, auquel le revêtement calcaire s'est immédiatement adapté. Du fait de l'érosion, elle apparaît fort clairement.

1. *Plissements anciens du socle*. Ceux-ci se caractérisent par des déformations serrées, les pentes oscillant en général entre 45 et 90°, avec une moyenne de 60°. Les plis apparaissent sou-

vent isoclinalement et sont parfois difficiles à identifier au sein des séries homogènes. Les étirements de couche sont fréquents, avec des accumulations locales corrélatives et sont bien mis en évidence par les schistes noirs des marbres de Gosfand-Dara.

Au Nord d'une ligne onduleuse, en gros E-W, passant un peu au Sud de Kaboul, les groupes inférieurs de la série de Kaboul affrontent les termes marmoréens. Gneiss, quartzites et mica-schistes sont souvent déversés au-dessus des marbres. La ligne de séparation apparaît comme un contact anormal majeur, résultant d'une dys-harmonie entre les schistes cristallins et les marbres et correspondant au flanc rompu de ce qui semble être au Nord un grand anticlinorium déversé sur un vaste synclinorium de marbres. La netteté du contact est obscurcie par des accidents postérieurs.

Si l'on admet que la série de Deh-é-Sabz est stratigraphiquement inférieure à la série de Kaboul, on est amené à voir dans les terrains de l'anticlinorium une série renversée dans son ensemble et à imaginer un vaste pli couché très froissé dont elle constituerait le flanc inverse. Cette hypothèse montre tout au moins que l'on ne peut exclure *a priori* un régime de nappes dans le vieux socle métamorphique.

L'ensemble est en outre disloqué par un système de failles transversales qui paraissent souvent inclinées à 45°. Celles-ci sont particulièrement aisées à mettre en évidence lorsqu'elles ont rejoué lors de la phase nummulitique, ce qui semble être la règle. Ces failles sont généralement onduleuses et marquent le gauchissement du bâti.

Les accidents les plus anciens semblent être ceux dirigés E-W. L'allure en escalier du contact frontal suggère en effet des reprises par une contactation postérieure à angle droit de la précédente. Cette hypothèse est confirmée par la présence de décrochements obliques sur le contact frontal, notamment entre le Chakh-é-Barentaï et Koh-é-Gosfand-Dara et aussi par la déformation en courbure sigmoïde de synclinaux remplis par la série de Deh-é-Sabz.

Les failles transversales semblent appartenir à ce dernier système de déformation transversale, mais appartenir à un stade tardif de relaxation, la plupart d'entre elles paraissant témoigner d'une extension. La plus spectaculaire de ces failles est celle du Chakh-é-Barentaï, qui semble devoir aller au moins jusqu'à Koh-é-Gharib. Du fait de ces failles et dès cette lointaine époque, le socle apparaît morcelé en une mosaïque de voussoirs qui jouera lors de la phase nummulitique.

2. *Tectonique du revêtement.* Les déformations les plus apparentes et sans doute les plus importantes s'observent dans les affleurements de la série de Khinguil, qui ceinturent le pays métamorphique. Pour la commodité de l'exposé seront successivement envisagées la chaîne de Khinguil et ses dépendances méridionales, puis Koh-é-Korogh et enfin la région intermédiaire.

Au N du Tangui-Gharou, la chaîne calcaire et son substratum métamorphique chevauche vers l'Est, la série de Kotagaé, suivant un contact incliné à 45° — le chevauchement du Tangui-Gharou — bien visible dans cette gorge profonde et plus au Nord dans celle du Roud. Le chevauchement du Tangui-Gharou se suit de part et d'autre de la rivière, à peu près N-S. Vers le Nord, il va jusqu'à Mandikol, où il se subdivise, l'écaille supérieure se rabattant de 90° vers l'Ouest en direction de Mana. Là, les calcaires de Gazak semblent s'enfoncer normalement sous un ensellement de schistes dirigé SW-NE, au-delà, duquel le contact redevient progressivement anormal en redevenant méridien, pour se terminer à Koh-é-Deikcha où il tourne en plan et se rabat vers sa direction primitive, laissant la série chevauchante dessiner une sorte de proue. La disparition du contact anormal près de Mana tient probablement au fait que le chevauchement se perd dans les schistes de Kotagaé.

Entre le Tangui-Gharou, Mana et Mandikol, la dorsale s'élargit beaucoup, le horst triangulaire de gneiss de Djaozak apparaissant au centre de la chaîne calcaire. Ce horst est limité à l'Ouest par la faille normale de Tchechma-Ismaïl, qui se rabat vers l'Est, juste après avoir traversé le Kaboul. A l'Est, il s'arrête contre le chevauchement du Tangui-Gharou. Sur son bord nord, il s'enfonce régulièrement sous la série de Khinguil formant Koh-é-Saparaé, mais est également limitée en profondeur par le chevauchement E-W qui va de Mana à Mandikol. Plus au Nord, sous Koh-é-Deikcha, une autre faille normale, celle de Tchechma-é-Kharouti, à regard est cette fois, fauche simultanément la série en recouvrement et le substratum. Cette faille se dirige vers le Sud-Est jusqu'à la pointe nord-ouest du horst de Djaozak, où elle s'inverse pour passer à un petit chevauchement vers le Sud-Ouest, coïncé entre la faille de Tchechma-Ismaïl et une autre faille venant du Sud.

Au S du Kaboul, bien que le chevauchement du Tangui-Gharou se poursuive vers le Sud, tout en se relayant, la structure change, à la faveur de deux failles transversales, la première visible le long de l'entrée des gorges, la seconde se devinant sous le Néogène du col du Lataband, toutes

deux à regard sud. La première tourne à angle droit autour du Koh-é-Gazak pour venir sans doute s'arrêter contre la précédente, toutes deux limitant au Sud et à l'Ouest une nouvelle saillie de terrains métamorphiques. Au S du col du Lataband, la série de Khinguil dessine un vaste synclinal, qui se rebrousse en charnière anticlinale le long du chevauchement, le pli étant affecté d'un graben en son milieu rempli par la série de Kotagaé. La faille limitant le fossé au Sud ne tarde pas à s'accroître en dessinant un relai de chevauchement, tandis que ce dernier se perd dans la série de Kotagaé.

La montagne de Gazak, constituée essentiellement par la série de Khinguil plongeant vers l'Est et coiffée par la base de la série de Kotagaé, présente une particularité intéressante, les schistes étant chevauchés vers le Sud-Ouest par un copeau de calcaires de Gazak, lui-même fauché par la faille normale bordière. Dans l'impossibilité de rattacher ce lambeau à une vaste série chevauchante supérieure, comme le montre une étude d'ensemble, il faut lui chercher une origine locale. Si l'on admet que l'inclinaison de la faille bordière d'extension change brusquement en se rapprochant de l'horizontal (ce que semble indiquer le tracé de la faille), l'extension augmentant brutalement, la loi de la conservation du volume exige qu'un phénomène compensateur intervienne, en l'occurrence le chevauchement d'un coin. Le petit chevauchement en retour signalé plus haut semble bien avoir la même origine.

Les hautes crêtes de la montagne de Korogh sont constituées par la série de Khinguil plongeant au Sud dans la partie orientale, au Nord-Ouest ou à l'Ouest dans la partie occidentale, les deux éléments étant coupés en diagonale par une grande faille onduleuse qui paraît être la réapparition du contact frontal situé dans le métamorphique. Cette faille met aux prises dans le centre du massif les quartzites de Korogh à l'Ouest avec la série de Kotagaé bourrée de serpentine à l'Est. Les schistes et les ophiolites sont chevauchés vers l'Ouest par la série de Khinguil, l'accident démarrant comme un panneau coïncé et forcé entre deux failles parallèles aux directions du socle sous-jacent, la septentrionale étant nettement inclinée. Le panneau occidental est limité à l'Ouest par la grande faille d'Arghandi. Sa terminaison au Sud se traduit par une véritable extrusion de calcaires de Gazak.

La région intermédiaire présente trois affleurements de la série de Khinguil. Le plus près de la montagne de Korogh, de l'autre côté du Ka-

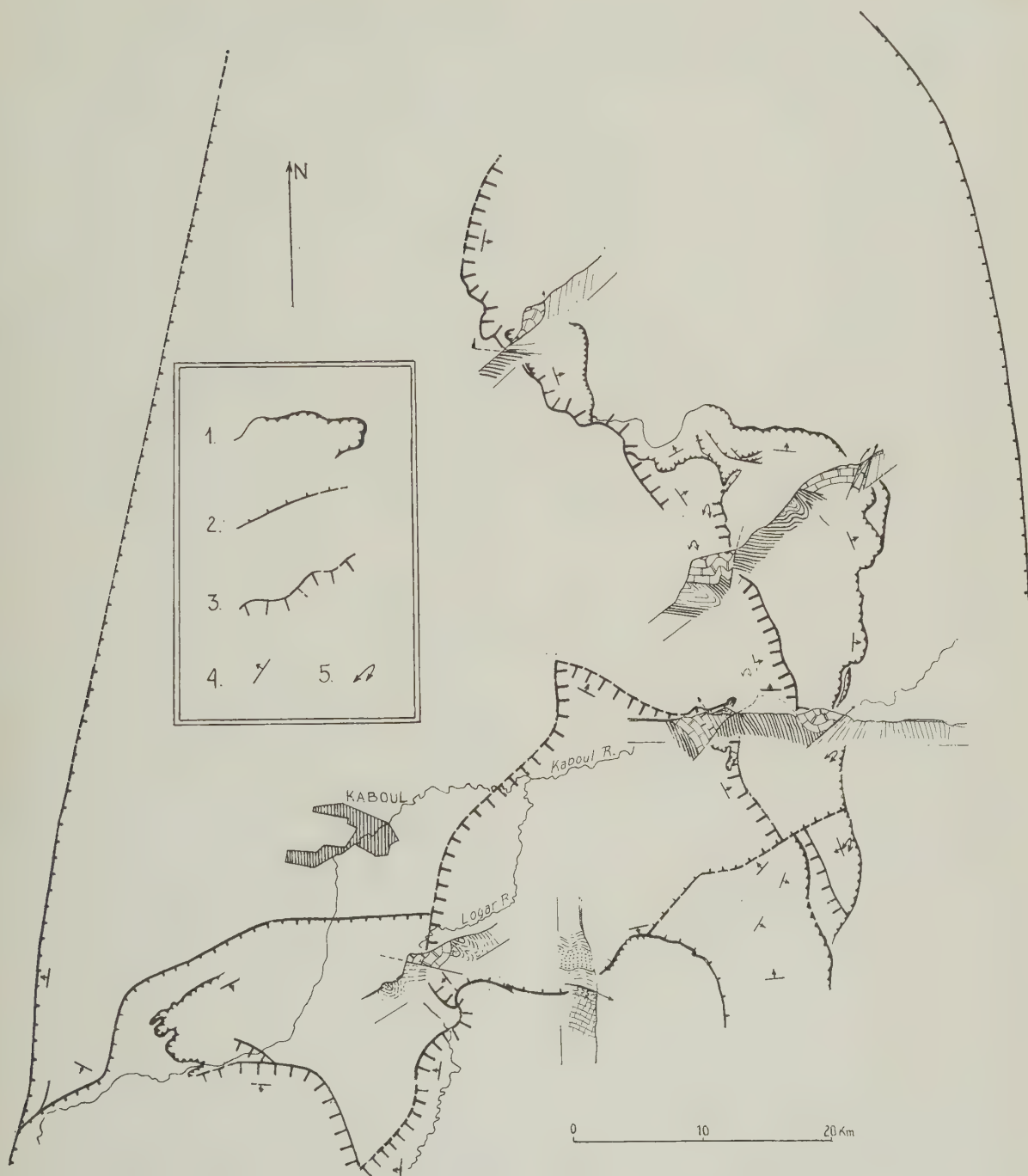


FIG. 3. — Principaux accidents tectoniques de la région à l'E de Kaboul.

1 : chevauchements ; 2 : failles verticales et subverticales ; 3 : failles normales ; 4 : principales directions de pendage
5 : charnières anticlinales.

boul, montre les calcaires de Saparaé aux prises avec les marbres de Gol-Dara, le long d'une faille E-W à regard nord, prolongement probable de la faille limitant au Sud le chevauchement de Korogh, ou d'une faille parallèle visible dans le même massif un peu plus au Nord. Le deuxième est constitué par le Chakh-é-Barentaï dont il a déjà été question. Le troisième, très réduit, à l'W de Koh-é-Gosfand-Dara, est pincé dans un chevauchement local sous les marbres des groupes supérieurs. L'affleurement du Chakh-é-Barentaï se suit sur la rive droite du Logar, au long de la plaine de Mossaï-Logar.

La tectonique du pays schisteux situé à l'E de la chaîne de Khinguil paraît plus simple. En dépit des grands placages de Néogène et en première approximation, on peut y voir un vaste synclinal, replié sur lui-même, aux flancs très redressés. L'axe en est dirigé N-S, oblique par conséquent sur la faille du Tagao. Le flanc occidental chevauché apparaît nettement plus épais que l'autre, fait explicable par un refoulement dysharmonique de la série de Kotagaé sous la masse chevauchante. Au sein même de la série, les serpentines ont joué, elles aussi d'une manière dysharmonique. Dans la partie nord, dans le massif de Koh-é-Safi, des pointements plus ou moins faillés de calcaires de Gazak au milieu des schistes soulignent l'existence d'accidents profonds difficiles à définir, d'autant que les calcaires en question prennent souvent une allure extrusive.

La série du Lataband reste assez calme en général, bien que nettement déformée en plis à grands rayons de courbure. Localement, sous Kotagaé, ses bancs inférieurs de grès poivre et sel se redressent à la verticale sur 1 km environ en direction. Plus intéressant est l'engagement des Siwaliks dans la faille du Tagao, qui est soulignée par un escarpement magnifique de fraîcheur. Il faut noter que le rejeu en question s'est fait en sens inverse du rejeu majeur, le Néogène de la lèvre occidentale, reposant sur les schistes de Kotagaé, étant surélevé par rapport à celui de la lèvre est, superposé aux terrains métamorphiques.

Au total, la tectonique du recouvrement apparaît comme la répercussion directe du jeu de voussoirs du socle. On peut y distinguer une première phase de contraction par des chevauchements du deuxième genre principalement dirigés vers l'Est, dans le sens actuel de la pente du fossé de Kaboul, qui semble remonter au moins à cette époque, suivi par une phase de relaxation marquée par le jeu des failles normales, qui ont sans doute fortement effacé les effets de la première vus sous l'angle de la con-

traction. Une période de dénudation importante semble avoir séparé les deux phases, car le compartiment limité à l'Ouest par la faille de Mossaï-Logar, au Nord par la faille de Koh-é-Gazak, au Sud par l'ancien contact frontal, bien que très en contrebas de la dorsale calcaire, est beaucoup plus érodé qu'elle. Cette remarque incite d'ailleurs à attribuer à la morphotectonique certains dispositifs et locaux.

3. *Tectonique de fond.* Il reste maintenant à faire la synthèse des observations réalisées aux différents niveaux. Elles montrent que le fossé de Kaboul est un bel exemple de tectonique de fond au sens d'E. Argand. Toute la partie occidentale est supportée par un « pli de fond », dont l'élément majeur est dans son ensemble d'allure semi-circulaire et se prolonge vers le Sud par un pédoncule. Il ne constitue du reste qu'une annexe des monts de Paghman. Les lignes de faite actuelles du métamorphique semblent correspondre à peu près à celles d'origine (l'alignement E-W de Koh-é-Païmounar, se prolongeant vers l'Est par la saillie métamorphique que suit la route du Lataband, est typique à cet égard). Le « pli de fond » s'est rompu en une série de voussoirs, généralement séparés par des failles inclinées ; dans une première phase, les blocs se sont escaladés en se serrant ; dans une deuxième, ils se sont au contraire disjointes en s'écartant, les plus centraux étant déjà décapés de leur revêtement sédimentaire. Tout cela n'est que très classique.

Cependant si l'on examine de plus près les relations entre les plis du revêtement et ceux du socle, on les trouve liés par une relation immédiate. En effet, les directions tectoniques du revêtement et du socle coïncident en direction. Pour expliquer cette concordance, il convient d'examiner de plus près le mécanisme de la déformation de la vieille série, plissée avec un pendage moyen de 60°, arasée et chargée de plusieurs milliers de mètres de sédiments. Les observations montrent l'absence de décollement à la base de la série de Khinguil dont les bancs ont partout collé au socle. Si l'on considère, sur une coupe verticale, une portion plissée de la série de Khinguil et le socle sous-jacent, la trace de l'ancienne surface d'érosion du métamorphique apparaît comme une ligne ondulée, dont les extrémités se sont rapprochées. Comme il n'y a pas de décollement, les bancs de terrain métamorphique qui se trouvaient aux extrémités du segment considéré avant la déformation se sont nécessairement rapprochés, ce qui correspond à une réduction d'épaisseur des bancs métamorphiques redressés compris entre les couches

limites. En effet, on ne peut rendre compte des déformations de l'ancienne surface d'érosion par un phénomène d'accentuation des plissements dans de telles séries, car celui-ci présume l'existence de délits permettant le glissement des bancs les uns sur les autres et la possibilité pour ceux-ci de glisser les uns sur les autres. Le phénomène paraît être au contraire un amincissement différentiel des bancs, le terme d'amincissement ne préjugant pas du mode de déformation, fonction des propriétés des différentes couches métamorphiques.

On voit donc apparaître la raison de la concordance observée entre plis du socle et plis du revêtement. Les premiers ne réagissent pas par une accentuation de leur plissement, mais par un amincissement différentiel de certaines de leurs couches relativement plus déformables, suivi par une extension corrélatrice dans le plan de foliation. Les anticlinaux du revêtement se superposent ainsi aux zones les plus faciles à amincir. Cette observation modifie profondément la con-

ception initiale du « pli de fond » tel que le concevait E. Argand avec ses vieux plis « morts ».

La région de Kaboul fournit un exemple de déformations intimes du « pli de fond », comme les imaginait J. Goguel [1952] dans son traité de tectonique¹.

CONCLUSIONS. — La région de Kaboul, pratiquement inconnue jusqu'à maintenant, fournit un bel exemple de tectonique de fond, où les déformations du revêtement sont en relation immédiate avec celles du socle, soit qu'il s'agisse du rejeu de failles du socle généralement inclinées à 45°, soit qu'il s'agisse de déformation par amincissement de certaines couches du socle plus particulièrement déformables. Bien loin d'être homogène, la déformation posthume du socle en « plis de fond » reflète toutes les hétérogénéités de sa structure intime.

1. Je suis heureux de remercier ici M. J. Goguel qui a bien voulu me faire bénéficier de ses précieuses observations.

Bibliographie sommaire.

- FURON R. (1926). — L'Hindou-Kouch et le Kaboulistan (Contribution à l'étude géologique et géomorphogénique de l'Afghanistan). Paris, 170 p., 23 fig., 10 pl., 1 carte.
- GOGUEL J. (1952). — Traité de tectonique. Paris, Masson et Cie, 383 p., 203 fig. Cf. p. 215 et suiv.
- GRIESBACH C. L. (1887). — Field-Notes from Afghanistan. N° 4 : From Turkistan to India. *Rec. geol. Surv. India*, vol. XX, pt. 1, p. 17-26.
- HAYDEN H. H. (1911). — The geology of Northern Afghanistan. *Mem. geol. Surv. India*, vol. XXIX, p. 1-97, 12 fig., 19 pl., 1 carte.
- KAEVER M. (1961). — Observations sur une faunule de Nummulites découverte à l'Est de Kaboul (Afghanistan). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 188-189.
- MENNESSIER G. (1961 a). — Afghanistan. *In* Lexique stratigraphique international, vol. III (Asie), fasc. 9 a. Paris, Centre nat. Rech. scient.
- (1961 b). — Sur l'extension verticale de la série de Khinguil (Afghanistan). *C. R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 2424.
- (1961 c). — Sur la présence du Nummulitique à l'Est de Kaboul (Afghanistan). *Ibid.*, t. 252, p. 2578-2580.
- TRINKLER E. (1928). — Aghanistan. Eine landeskuendliche Studie auf Grund des vorhandenen Materials und eigener Beobachtung. *Petermans Geogr. Mitt.*

Observation.

M. R. FURON félicite très vivement M. Mennessier pour le magnifique travail qu'il a réalisé dans un pays très difficile et fort peu connu. Il lui semble que la série de Kotagaé (Crétacé terminal et Éocène) doit ressembler au

Flysch noir à Nummulites et à roches vertes qu'il a vu et décrit dans tout le Séistan et qui doit s'étendre au Hazarajat.

Le bassin oligocène de Bagnasco (Italie, prov. de Cuneo)

par Claude LORENZ *.

Sommaire. — Le bassin de Bagnasco est comblé en grande partie par des sédiments détritiques grossiers, surmontés, seulement dans les environs de Bagnasco, par une formation marneuse conservée dans un petit graben.

Ces dépôts de caractère continental, très pauvres en fossiles, peuvent être attribués principalement au Stampien et au Chattien.

Le bassin de Bagnasco est situé sur les contreforts septentrionaux des Alpes ligures, au Sud des terrains oligo-miocènes des Langhes ¹. Il est orienté NW-SE entre le torrent Corsaglia et la vallée du Tanaro et mesure environ 15 km de long sur 5 de large au maximum. Au Nord-Ouest, il s'enfonce sous les dépôts transgressifs de l'Aquitani.

La série de ce bassin est essentiellement conglomératique, sauf dans la partie sud-est où une formation marneuse a été conservée sur les conglomérats à la faveur d'un petit graben.

Pareto [1846], Issel [1892] et Principi [1924] avaient déjà décrit ce bassin, mais plus récemment Rovereto [1939] en reprit l'étude. Il l'interpréta comme le remplissage d'un golfe étroit de la mer stampienne au fond duquel la sédimentation se serait terminée en milieu lacustre.

Au pourtour actuel de cette formation oligo-miocène (qui ne doit correspondre qu'imparfaitement à la forme primitive du bassin), le substratum est constitué principalement par les schistes de la série dite de Montenotte, par les quartzites et les termes calcaires plus ou moins dolomitiques du Trias, et dans le Nord, par les gneiss et les micaschistes du massif de Nucetto. Ces terrains anté-oligocènes font actuellement l'objet d'une étude de J.-P. Bloch.

I. LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE. — La série stratigraphique peut être divisée en deux complexes : l'un, conglomératique à la base, constituant la majeure partie des affleurements du bassin ; l'autre, marneux, présent seulement aux environs de Bagnasco (voir fig. 1).

A) *Le complexe conglomératique.* Ce complexe a une puissance de près de 200 m aux environs

de Bagnasco où, au S du village, une bonne coupe peut être observée à la falaise du Rocche delle Forche.

La série débute, sur les schistes plus ou moins redressés, par un niveau détritique relativement fin dont les éléments sont de l'ordre du centimètre. Ce niveau, dont la base est visible près de Casa Carassio, est puissant d'environ 20 à 30 m et supporte une masse compacte d'une trentaine de mètres d'épaisseur de conglomérats grossiers. Certains éléments disposés au hasard dans ces conglomérats peuvent atteindre 1 m de diamètre. Ces conglomérats sont parfois bréchiques et Rovereto pour cette raison les considérait comme une formation de pied de falaise. Notons que ce caractère bréchique se retrouve d'une manière plus ou moins nette dans l'ensemble du bassin.

A la suite de ce niveau vient une série conglomératique litée, dans laquelle s'intercalent des lits argileux parfois rouges, de 1 m environ de puissance. Les éléments des conglomérats ont des dimensions de l'ordre de 10 à 30 cm. Cette série, qui atteint une centaine de mètres d'épaisseur, présente vers le haut une diminution du caractère détritique. Les bancs conglomératiques moins épais (puissance de 1 à 2 m au lieu de plusieurs mètres à la base) et moins grossiers alternent avec des niveaux gréseux et marneux. Vers le sommet du complexe, les marnes grises ou jaunes deviennent prédominantes et assurent le passage à la série marneuse inférieure. Ce passage

* Note présentée à la séance du 8 mai 1961.

1. Cartes géologiques italiennes au 100 000 : Cuneo (f. n° 80), Ceva (f. n° 81), et Albenga-Savona (f. n°s 92-93). Sur les deux premières, le bassin de Bagnasco est attribué au Tongrien (= Sannoisien), sur la dernière au Miocène inférieur.

s'observe au niveau de la croix vers l'altitude de 600 m.

— Constitution des conglomérats. Les calcaires dolomitiques du Trias, gris ou beiges dominant parmi les éléments des conglomérats. Les cal-

caires gris sont les plus nombreux et parfois riches en petits Gastropodes ou en Algues comme à Marasso au N de Bagnasco et correspondent au faciès du Trias de Villanova-Mondovi. On observe aussi des quartzites, du quartz, des débris

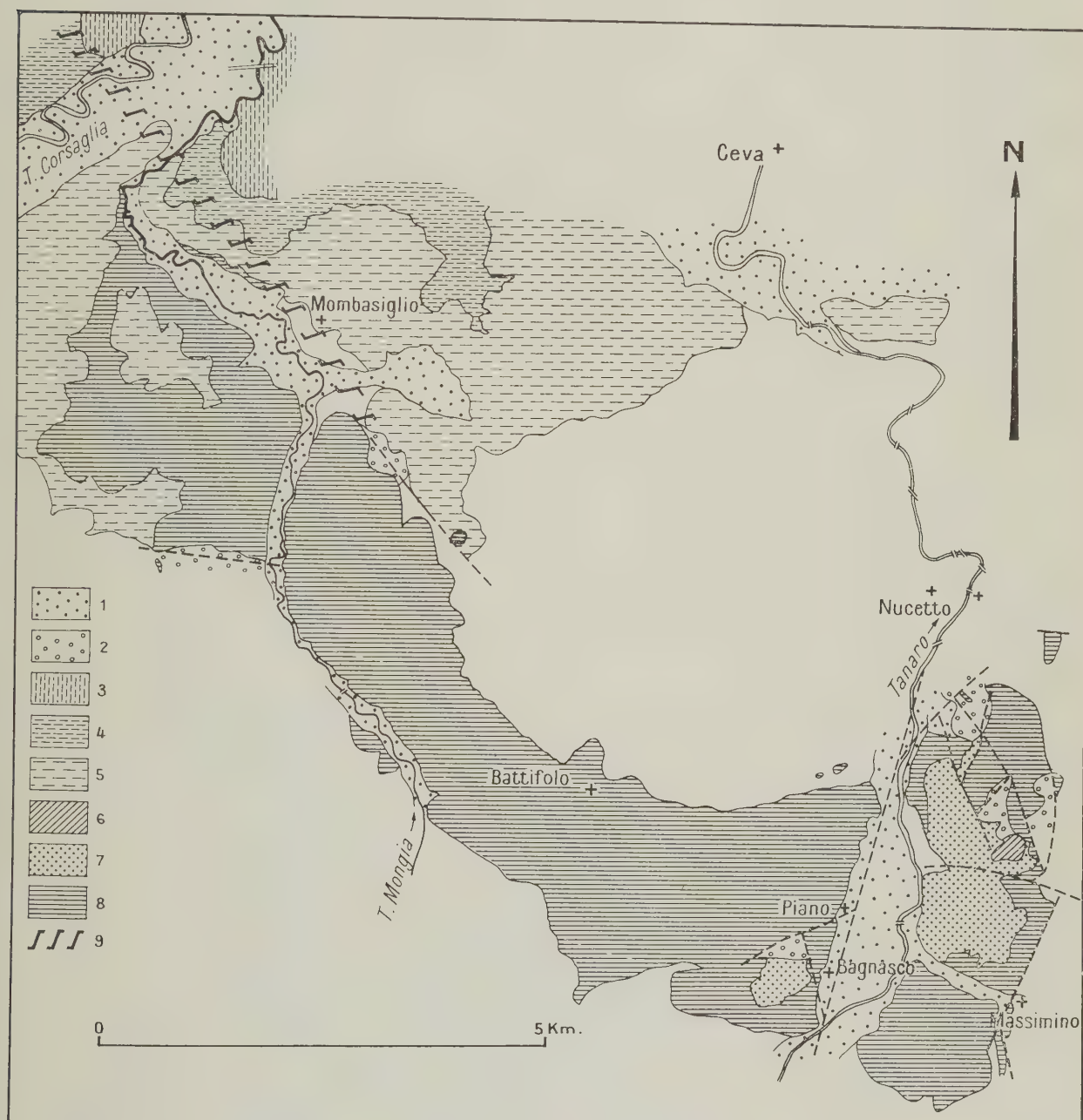


FIG. 1. — Carte générale du bassin de Bagnasco.

1 : alluvions ; 2 : éboulis ; 3 : Hélvétien ; 4 : Burdigalien ; 5 : Aquitaniens ; 6 : série détritico supérieure de Bagnasco ; 7 : marnes à lignite et calcaire à plantes ; 8 : conglomérats ; 9 : flexure ; en blanc : le substratum.

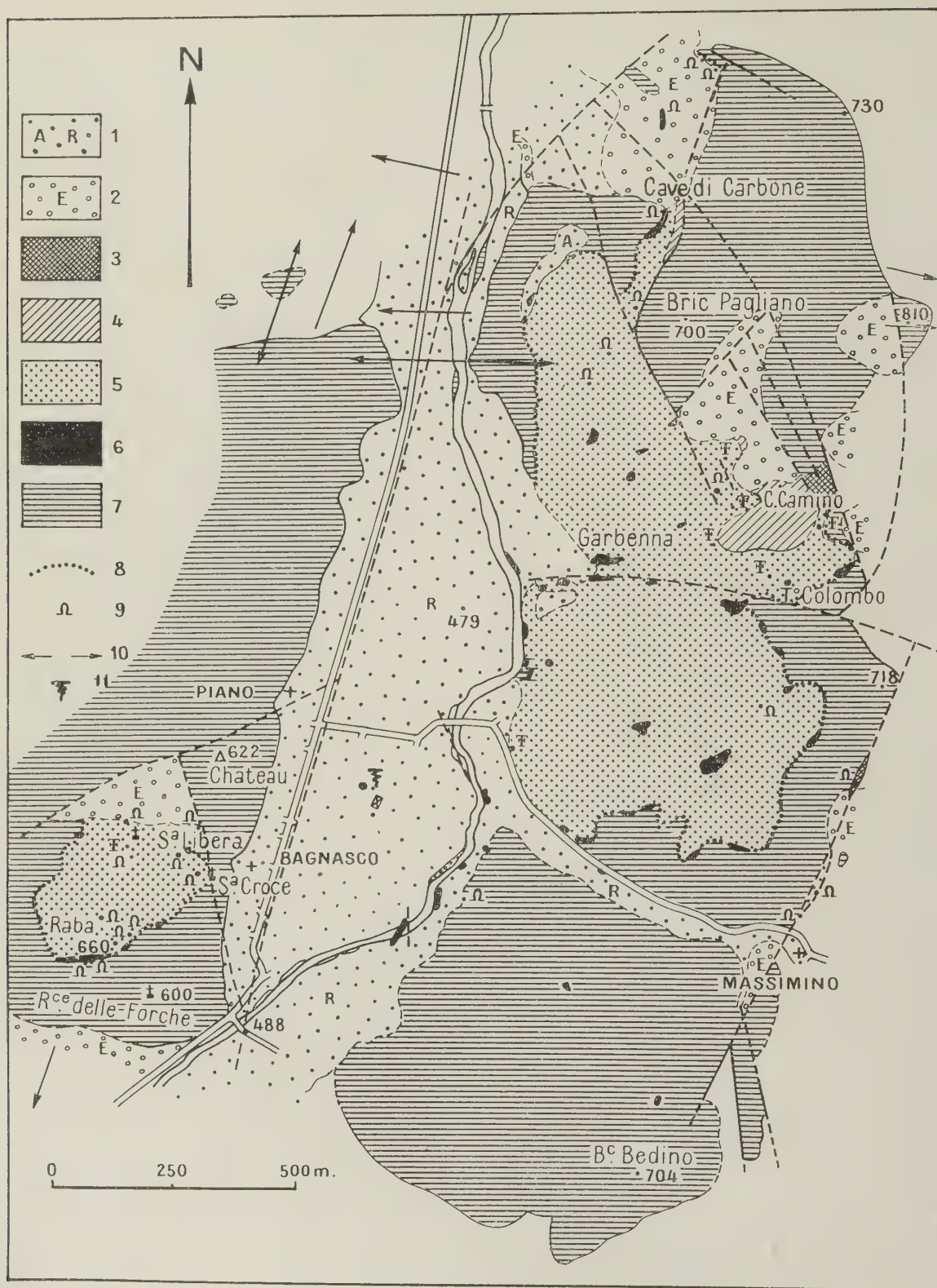


FIG. 2. — Carte détaillée des environs de Bagnasco.

1 : alluvions (A : anciennes ; R : récentes) ; 2 : éboulis ; 3 : zone broyée ; 4 : série détritique supérieure ; 5 : marnes à lignite et calcaire à plantes ; 6 : poudingue grossier ; 7 : complexe conglomératique et série marneuse inférieure ; 8 : poudingue grossier masqué ; 9 : mine ; 10 : coupe ; 11 : forage ; en blanc : le substratum.

de schistes, de gneiss et plus rarement de serpentine. On note une certaine variation dans la répartition de ces éléments en fonction de la nature lithologique du substratum voisin. Ainsi près de Scagnello, les niveaux supérieurs sont presque exclusivement constitués de débris de micaschistes et de gneiss provenant du massif de Nucetto et témoignent ainsi de l'importance des apports locaux dans le comblement du bassin.

Le ciment calcaire qui unit ces éléments est finement détritique et plus ou moins marneux. Il présente parfois des traces de pyrite. Lorsque ce ciment est très calcaire et que les éléments sont à prédominance calcaire ou calcaréo-dolomitique, il peut alors s'établir, comme à Rocca Luvata, une érosion de type karstique.

— Données paléontologiques. Cette série conglomératique n'a pas livré de fossiles permettant de la dater.

Rovereto avait signalé dans la Costa Monpozzo, mais sans préciser la localisation exacte qui n'a pu être retrouvée, des niveaux détritiques présentant des perforations d'Annélides. Pour cet auteur, qui avait particulièrement étudié cet embranchement, de tels niveaux avaient dû se sédimenter en milieu marin ou saumâtre. Un banc de grès dont la surface inférieure est riche en pistes et en perforations a été observé, lors de travaux, dans la vallée du torrent Mongia, le long de la route de Viola, à 200 m au S du moulin Lambrusco.

Un calcaire construit par des Cyanophycées constitue un petit massif affleurant à 200 m à l'E du Bric Pagliano à Bagnasco. Une lentille d'une dizaine de centimètres de puissance d'un calcaire semblable est visible vers le sommet du complexe conglomératique à Mombasiglio, dans le ravin dei Limoni. Elle est associée à une passée de lignite riche en pyrite, au sein d'une marne détritique contenant des débris ligneux.

Enfin des encroûtements calcaires ou des concrétions pyriteuses ayant conservé la forme de débris végétaux existent dans les divers niveaux marneux.

B) *Le complexe marneux* (voir fig. 2). La formation marneuse affleure d'une part sur la rive gauche du Tanaro où elle constitue près de Bagnasco la pente descendant du Rocche delle Forche à Santa Libera. L'affleurement est limité au Nord par deux failles concourantes WSW-ENE et NNW-SSE (fig. 3). D'autre part elle est visible dans le lit du Tanaro et surtout sur la rive droite à Ciapino, Garbenna et à l'W de la faille de la Cave di Carbone (fig. 4).

Dans son étude, Rovereto considérait que, sur les conglomérats, la série se continuait par un niveau de calcaires en plaquettes à plantes, surmonté par des marnes blanches puissantes d'environ 200 m contenant des lentilles de lignite, recouvertes à nouveau par un niveau de calcaire à plantes.

Les levés détaillés de ce complexe marneux permettent de présent d'établir une série stratigraphique différente. Ceci tient au fait que Rovereto n'avait pas reconnu les nombreuses dislocations qui affectent ce domaine.

L'ensemble du complexe peut être divisé en 5 termes, qui, au-dessus des conglomérats, sont de bas en haut :

- | | |
|--|-----------|
| 1. série marneuse inférieure | 15 à 25 m |
| 2. poudingue grossier | 5 à 10 m |

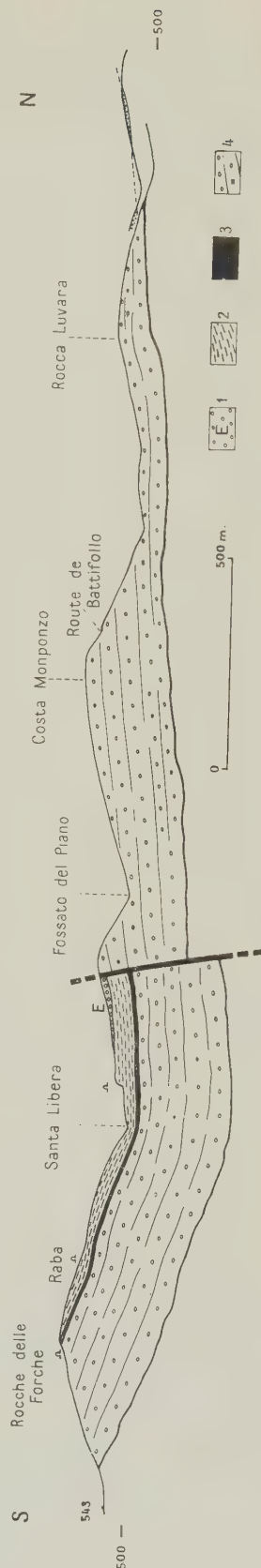


Fig. 3. Coupe N-S de la rive ouest du Tanaro.

1 : éboulis ; 2 : marnes à lignite et calcaire à plantes ; 3 : poudingue grossier ; 4 : complexe conglomératique et série marneuse inférieure ; en blanc : le substratum.

- | | |
|---|-----------|
| 3. série marneuse supérieure (ou série à lignite)..... | 40 à 60 m |
| 4. calcaire en plaquettes à empreintes végétales avec sa base détritique..... | 1 à 8 m |
| 5. série détritique supérieure..... | ? |

1. La série marneuse inférieure. Cette série à dominance marneuse présente encore des niveaux détritiques peu épais. Le passage à partir du complexe conglomératique est insensible et la limite entre les deux formations est assez arbitraire.

La constitution de la série est variable et les bancs généralement peu épais (de l'ordre de 50 cm de puissance). Ce sont des marnes jaunes ou grises, avec des passées gréseuses ou conglomératiques (dont les éléments sont de l'ordre du centimètre). Les marnes présentent quelques empreintes végétales et contiennent de fines traces de pyrite. Au Rocche delle Forche, de petites passées de lignite ont été découvertes au cours de recherches minières.

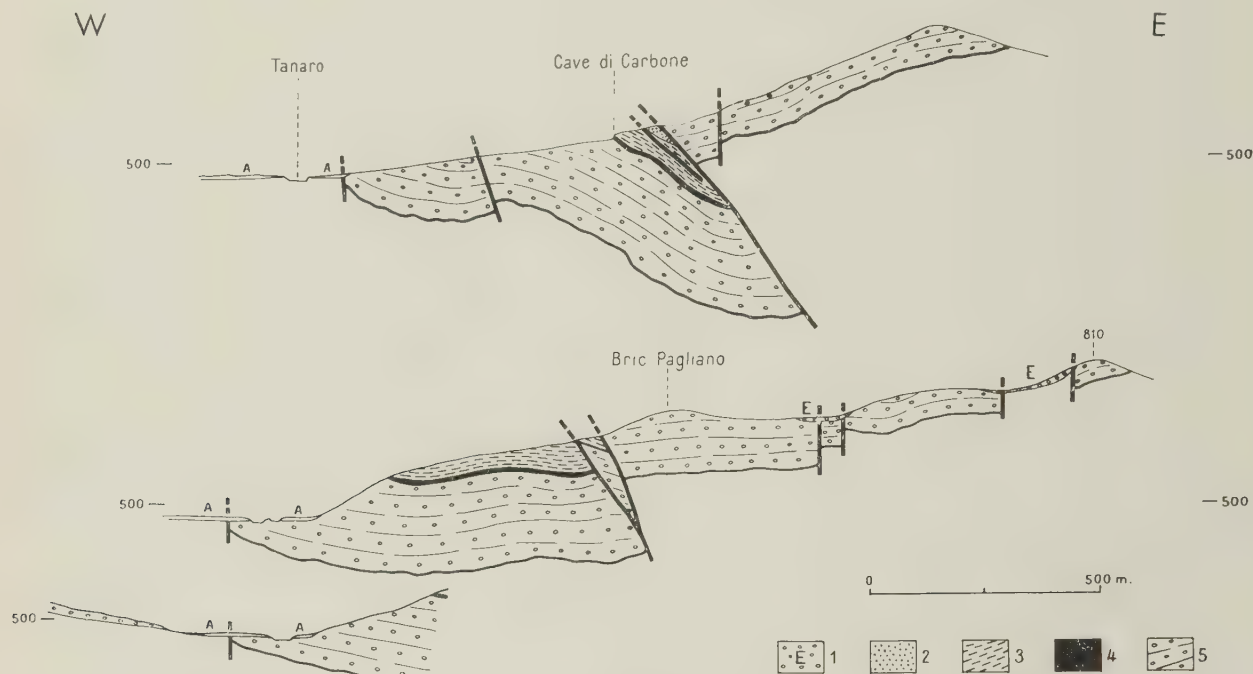


FIG. 4. — Coupes E-W entre Bagnasco et Nucetto.

1 : éboulis ; 2 : série détritique supérieure ; 3 : marnes à lignite ; 4 : poudingue grossier ; 5 : complexe conglomératique et série marneuse inférieure ; en blanc : le substratum.

On note la présence vers le sommet de la série d'un calcaire blanc, finement détritique et légèrement marneux, à concrétions ferrugineuses. Ces concrétions pouvant atteindre 1 cm épousent parfois la forme de débris végétaux comme on l'observe à la Cave di Carbone. Ce calcaire se trouve à quelques mètres en dessous du poudingue grossier superposé à cette série et aussi entre les bancs de ce dernier. Ce niveau calcaire est bien développé en aval du pont sur le Tanaro, sous la route de Garbenna, où il a environ 2 m de puissance. Au Rocche delle Forche on ne l'observe qu'entre les deux bancs de poudingue grossier.

Cette série marneuse inférieure, malgré nos

recherches, n'a livré aucune donnée paléontologique.

2. Le poudingue grossier. Ce terme très caractéristique, séparant les deux séries marneuses, donne un excellent repère.

Il est constitué par des blocs assez usés, atteignant fréquemment 1 m de diamètre. Les éléments sont principalement des dolomies, grises ou beiges, les premières parfois riches en Gastropodes et en Algues du Trias à faciès de Villanova-Mondovi (entre C. Brozzolo et C. Luzzo). Il leur est associé des quartzites et plus rarement des roches métamorphiques. Les galets sont unis par un ciment de calcaire détritique à traces de pyrite.

Ce poudingue représenté généralement par deux bancs, parfois peut-être trois, est présent dans tout le domaine du complexe marneux. La puissance des bancs est de 1 à 4 m. Ils sont séparés par 1 ou 2 m de calcaire blanc à concrétions ferrugineuses.

Ce niveau conglomératique pourrait être plus puissant vers Massimino. Il est possible que cet épaississement apparent soit dû à une série de failles que l'on ne peut caractériser, ou bien il pourrait correspondre à une zone d'apports détritiques.

Ce terme conglomératique n'a malheureusement livré aucun fossile.

3. La série marneuse supérieure. On peut observer une bonne coupe de cette série dans le ruisseau de Bagnasco à Santa Libera le long de la via Fossato.

Le poudingue grossier est surmonté par une quinzaine de mètres d'une série de petits bancs (environ 50 cm de puissance) de grès et de conglomérats fins (dont les éléments sont de l'ordre du centimètre), séparés par des lits marneux. Cette série à caractère détritique supporte une vingtaine de mètres de marnes gréseuses grises dans lesquelles s'intercalent des passées plus gréseuses ou conglomératiques. Les éléments de ces conglomérats sont de l'ordre du centimètre et peu cimentés. On note dans ces marnes la présence de lignite.

Le lignite, qui peut prendre un grand développement, a fait l'objet d'une extraction intensive aux environs de Bagnasco durant le XIX^e siècle et au cours des deux dernières guerres. Le lignite forme des bancs assez continus mais d'épaisseur variable que les mineurs numérotèrent de 0 à 4. Ces 5 bancs exploitables pouvaient atteindre chacun, d'après les rapports miniers², de 0,20 à 0,50 m de puissance. Le banc n° 2 pouvant seul avoir jusqu'à 1 m d'épaisseur. Ces 5 niveaux de lignite n'ont été trouvés ensemble que dans la région comprise entre la Cave di Carbone et Massimino. On est donc tenté d'admettre que la série marneuse s'épaissit dans ce domaine. Cet épaississement local semble d'ailleurs se répercuter dans les termes superposés.

Les mines sont actuellement abandonnées et le centre principal d'extraction de la Cave di Carbone a cessé toute activité quelques années après la dernière guerre. D'autres mines furent exploitées dans la région de Santa Libera (concession Vignali), dans la plaine alluviale (Cappellette) à Massimino³, Ciapino et à Garbenna.

C'est au cours des travaux miniers que furent découverts des restes d'*Anthracotheurium* et peut-être d'*Aceratherium*. Dans ces niveaux ligniteux,

on peut recueillir en affleurement et sur les terils des mines de petits Planorbes et des Limnées très écrasés ainsi que des restes végétaux⁴. Cette formation est donc d'origine continentale.

4. Les calcaires en plaquettes à empreintes végétales. Ces calcaires en plaquettes, riches en très belles empreintes végétales nommés « filliti » par les auteurs italiens, sont de couleur jaune en surface et présentent une cassure brune qui dégage une odeur d'hydrocarbures. Au microscope, ils apparaissent bourrés de débris végétaux avec de petits Bivalves, parfois ils contiennent des grains de quartz visibles à l'œil nu.

Cette formation, épaisse de quelques mètres, repose sur un terme détritique d'une puissance comparable.

Sur la rive ouest du Tanaro, à Santa Libera, les calcaires, gréseux et marneux, ne mesurent que 50 cm de puissance et viennent à la suite d'un grès roux ayant la même épaisseur.

Sur l'autre rive, le gisement signalé par Rovereto, où Issel avait récolté une collection de plantes fossiles lors de la construction de la route de Massimino, se trouve sur cette route à 200 m environ au S du pont. Dans la berge du ruisseau, à quelques mètres de la route, on observe les calcaires puissants de 1 m, plus marneux vers le milieu du banc. Ils reposent sur environ 2 m de conglomérat fin (dont les éléments sont de l'ordre de quelques centimètres) sus-jacent aux marnes à lignite.

A Garbenna, entre Casa Lugero et Teto Minusin, la formation est plus épaisse, elle a près de 4 m de puissance et recouvre un niveau de gravier peu cimenté de même épaisseur. A 100 m au Nord, à l'entrée de la mine de Garbenna, ces deux formations se terminent en biseau sur les marnes à lignite inclinées vers l'Est. Cette disposition, qui peut simplement correspondre à la bordure du domaine lacustre, se trouve curieusement dans le prolongement de la faille oblique du Bric Pagliano qui pourrait être antérieure ou contemporaine au dépôt des calcaires.

Les calcaires en plaquettes, séparés par de fins niveaux argileux, constituent un matériau

2. *Rivista del Servizio minerario* de 1877 à nos jours.

3. Cette exploitation, décrite par Issel, fut ouverte au XIX^e siècle à la limite orientale du bassin, à une centaine de mètres au N du village de Massimino dans un vallon N-S. Le lignite semble se trouver à la base du complexe conglomératique au contact des schistes du substratum. En fait, il s'agirait d'un lambeau de marne à lignite effondré d'une centaine de mètres entre deux failles parallèles orientée N-S et distante l'une de l'autre de quelques dizaines de mètres au maximum.

4. Rovereto y signale *Limnaea anthracotheriorum* et *Tropidiscus lignatorum* (= *Planorbis lignitorum* MICH.).

extrêmement déformable comme on peut le vérifier au gisement de la route de Massimino où ils dessinent plusieurs plis très resserrés.

La flore fossile très bien conservée est accompagnée de Linnées, de Planorbes et de petits Bivalves très déformés. Rovereto y a signalé des Insectes et des larves diverses. La flore fut étudiée par de nombreux auteurs : Heer [1855], Sismonda [1859 et 1865] Peola, Rovereto et plus particulièrement par Principi [1924]. L'étude détaillée de cette formation est reprise actuellement par M^{lle} Cavagnetto.

5. La série détritique supérieure. Dans la région de Garbenna, une série détritique conservée à la faveur d'un petit synclinal faillé, surmonte les calcaires qu'elle ravine. On peut l'observer dans le torrent qui coule d'Est en Ouest au S de Casa Camino, ainsi que le long du chemin de crête entre Teto Minusin et la cote 712.

La série est constituée par des conglomérats, des grès et des marnes gris-vert à traces de lignite. Vers le sommet s'intercale un calcaire jaune à aspect bréchique, puissant d'une cinquantaine de centimètres. Cette série, hachée par des failles,

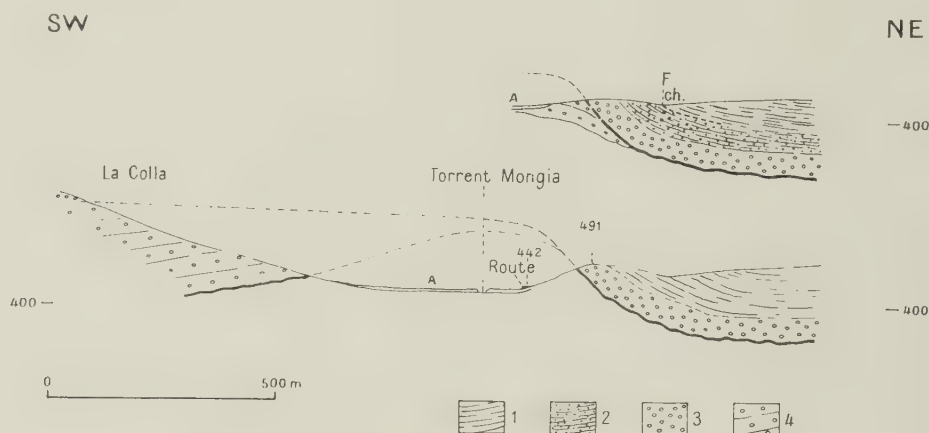


FIG. 5. — Coupes SW-NE à 500 et 650 m à l'W de Mombasiglio, montrant la transgression de l'Aquitaniien inférieur sur la série conglomératique de Bagnasco et la flexure de Mombasiglio.

1 : marnes grises aquitaniennes ; 2 : faciès sableux beige de ces marnes ; 3 : conglomérat et grès de l'Aquitaniien inférieur ; 4 : conglomérat de Bagnasco ; en blanc : le substratum.

peut être évaluée à une trentaine de mètres d'épaisseur.

D'autres affleurements de ce terme détritique s'observent ça et là, notamment à Santa Libera, à Raba et au gisement de la route de Massimino. Ce sont des conglomérats fins à moyens (dont les éléments ont de 1 à 5 cm), de quelques mètres de puissance, et qui ravinent le sommet des calcaires.

Il est vraisemblable que cette série actuellement érodée a dû recouvrir le complexe marneux.

La série détritique supérieure, dont l'étude pourra être reprise grâce à des travaux d'adduction d'eau dans la région de Garbenna, n'a encore fourni aucune donnée paléontologique.

II. DATATION DE LA SÉRIE DE BAGNASCO. — Rovereto avait attribué l'ensemble de la série au Rupélien (= Stampien) en se basant sur la pré-

sence de l'*Anthracotherium* et sur la flore, et en comparant la formation détritique de Bagnasco aux termes gréseux de Millesimo datés depuis de l'Aquitaniien [Lorenz, 1960]. Principi reprit cette conclusion de Rovereto et attribua au Rupélien la flore qu'il avait étudiée.

Il est utile de préciser que la série conglomératique de Bagnasco s'est déposée avant la série détritique marine de Mollere datée de l'Aquitaniien [Lorenz, 1960] qui la recouvre en transgression à Mombasiglio (fig. 5). Mais en l'absence de fossile on ne peut fixer une limite inférieure à l'âge du complexe conglomératique.

Les éléments paléontologiques n'apportent dans l'état actuel de nos connaissances aucune donnée sur l'âge de la série marneuse inférieure et du poudingue grossier. On peut seulement considérer, en parallélisant les niveaux à *Anthracotherium* de Bagnasco et ceux de Cadibona (province de Savone) qui représenteraient le Stam-

pien supérieur ou le Chattien inférieur, que les lignites de Bagnasco seraient de cet âge. La datation des couches de Cadibona est basée sur la comparaison de leur faune à *Anthracotherium* avec celle des gisements classiques français de Saint-André et de Saint-Henri, près de Marseille. Il faut noter de plus que les niveaux de Cadibona seraient surmontés par des termes détritiques marins à *Nummulites*⁵ qu'il est logique de considérer comme contemporaines ou antérieures au Chattien terminal.

Au-dessus des marnes à lignite, les calcaires à plantes avaient été divisés en deux niveaux par Rovereto et rapportés respectivement au Rupélien inférieur et supérieur par rapport à l'âge attribué aux couches à *Anthracotherium* qui les séparaient. Il est démontré plus haut qu'il n'existe qu'un seul niveau de calcaire en plaquettes à plantes, distinct des marnes indurées de la série marneuse supérieure, ces dernières présentant parfois aussi des empreintes végétales, comme au Rocche delle Forche. Il ressort de la lecture des tableaux dressés par Principi que la flore des calcaires doit être attribuée au Chattien.

Après le dépôt de ces calcaires, nous n'avons aucun élément permettant de dater la série détritique supérieure.

Ces différentes données paléontologiques, d'ailleurs très fragiles, conduisent à admettre sous toute réserve que les marnes supérieures à lignite et les calcaires à plantes, sans préjuger de l'âge de la série détritique supérieure, peuvent être rapportés au Stampien supérieur et au Chattien.

On peut alors proposer un âge stampien pour la série conglomératique subordonnée et pour la base du complexe marneux.

III. ESQUISSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE. — A partir de ces attributions stratigraphiques malheureusement trop fragiles, on peut tenter d'esquisser une reconstitution paléogéographique du bassin de Bagnasco.

Au Stampien probablement inférieur, peut-être déjà au Sannoisien supérieur, une dépression dans les schistes de la série dite de Montenotte commence à se combler par des apports locaux. La sédimentation s'effectue certainement en milieu d'eau douce, expliquant ainsi l'absence des Foraminifères, ou tout au plus saumâtre (présence des perforations d'Annélides). Après le dépôt des sédiments grossiers, la sédimentation devient de plus en plus marneuse. Il semble que cette sédimentation ne se soit poursuivie que dans les environs de Bagnasco, le comblement du reste du bassin devant alors être terminé.

Sur les marnes de la série inférieure, terminées

par le calcaire blanc à concrétions ferrugineuses correspondant à la consolidation d'une vase calcaire lacustre, le poudingue grossier marque une reprise des apports détritiques importants.

Il est suivi du dépôt d'une nouvelle série marneuse encore très détritique à sa base, puis riche en lignite au sommet, qui s'est probablement formée en milieu palustre. La limite sud-ouest de cette aire de sédimentation passait peut-être près de Santa Libera et du Rocche delle Forche. Il semble que la zone d'accumulation maximale se soit trouvée dans la région de Garbenna. Le dépôt de ces marnes à lignite se serait fait durant le Stampien supérieur et le Chattien inférieur.

Après de faibles déformations tectoniques entraînant la discordance des calcaires en plaquettes sur les marnes à lignite, à la mine de Garbenna, on note une arrivée d'éléments détritiques. Ceux-ci sont suivis du dépôt du calcaire à plantes datant vraisemblablement du Chattien. Cette formation s'est surtout développée dans la région de Garbenna et ne paraît pas avoir atteint au Nord la Cave di Carbone.

Ce dernier niveau daté est recouvert par la série détritique supérieure, surtout importante à l'E de Garbenna dans la zone où les épaississements de séries indiqués plus haut peuvent correspondre à une certaine subsidence.

Sur ces différents termes, plus ou moins érodés, repose souvent un manteau de sables roux à graviers parfois bien arrondis de quartz et de quartzite, avec quelquefois des blocs de quartzite atteignant plusieurs mètres de diamètre. On peut attribuer ces restes détritiques couronnant les sommets et remaniés au long des pentes, à un glaciais d'érosion vraisemblablement plio-quaternaire.

Au Quaternaire, le Tanaro a déposé le long de son cours une terrasse à + 100 m environ. Cette terrasse ne se retrouve pas dans la traversée du bassin où l'on en observe seulement une, à une vingtaine de mètres au-dessus de la plaine alluviale.

IV. TECTONIQUE. — Le bassin de Bagnasco est plissé en un vaste synclinal adouci dont l'axe E-W entre Piano et Battifollo s'incurve ensuite entre Battifollo et Rossi. Au-delà de Rossi il n'est plus individualisé, et la série de Bagnasco s'enfonce doucement sous les affleurements aquitaniens.

Dans la vallée du torrent Mongia, l'axe du synclinal se confond avec un accident orienté

5. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Italie. B. S. G. F. (4), V, 1905, p. 868.

NW-SE qui suit le cours du torrent jusqu'à Rossi. En ce point, un accident E-W limite au Sud l'affleurement de la série de Bagnasco.

A l'E du Tanaro, le prolongement oriental du synclinal est affecté par de très nombreuses failles correspondant au graben de Bagnasco. Ce graben est limité à l'Ouest par la grande faille N-S du Tanaro dont le rejet au centre du bassin doit être supérieur à 200 m⁶, alors qu'il semble nul aux deux extrémités nord et sud du bassin. La série, à l'E de cette faille, remonte d'environ 500 m par gradins, jusqu'aux limites orientales du bassin. Les failles verticales, correspondant à l'effondrement du graben, recoupent les failles obliques de la Cave di Carbone et du Bric Pagliano (fig. 4), qui doivent dater d'une phase antérieure.

Le graben a dû continuer à s'enfoncer à une époque récente. Ceci expliquerait l'absence de dépôts fluviaux importants dans cette cuvette de Bagnasco qui a une altitude inférieure de plusieurs centaines de mètres par rapport au domaine aval. On doit noter que l'érosion ne semble pas

avoir enlevé une grande épaisseur de terrains oligocènes dans la vallée du Tanaro, la série paraissant presque complète sous la plaine alluviale. On pourrait supposer que pendant que le Tanaro creusait sa vallée en aval, la cuvette de Bagnasco s'enfonçait d'autant, empêchant ainsi une forte érosion, ou une accumulation importante de matériaux détritiques provenant du domaine amont. On peut donc admettre que le graben de Bagnasco se serait enfoncé, tout au moins en partie, durant le Quaternaire.

Vers son extrémité nord-ouest, le bassin est affecté par un accident orienté NW-SE, sensiblement parallèle à l'accident du torrent Mongia déjà décrit. Cette faille, au SW de laquelle les terrains ont été relevés de plus de 200 m, passe vers le Nord-Ouest, dans les environs de Mombasiglio, à une flexure déformant même les dépôts langhiens (= burdigaliens) (voir fig. 5).

6. Un sondage exécuté en 1917 près du cimetière n'a pas atteint le substratum à 200 m de profondeur.

Bibliographie.

- HEER O. (1855). — *Flora tertiaria helvetiae* Winterthur.
 ISSEL (1892). — *Liguria geologica e preistorica*. Gênes.
 LORENZ C. (1960 a). — Les couches à Lépidocyclines de Mollere (Piémont). *Rev. Micropal.*, vol. 2, n° 4, p. 181-191.
 — (1960 b). — Données nouvelles sur la date de la transgression de l'Oligo-Miocène dans la région de Ceva-Millesimo (Piémont). *C. R. Ac. Sc.*, t. 250, p. 1683.
 PARETO L. (1846). — *Descrizione di Genova e del Genovesato*. Gênes.
 PEOLA P. (1901). — *La vegetazione in Piemonte durante l'era terziaria*. *Riv. Fis. Mat. Sc. nat. Pavie*.
 PRINCIPI P. (1924). — Flora rupeliana del bacino di Bagnasco (Piémont). *Atti Soc. Ligustica*, vol. III, fasc. IV.
 ROVERETO G. (1939). — *Liguria geologica*. *Mem. Soc. geol. ital.*
 SISMONDA E. (1859). — Prodrôme d'une flore tertiaire du Piémont. *Mem. r. Ac. Sc. Torino*, (2), t. XVIII.
 — (1865). — Matériaux pour servir à la paléontologie du terrain tertiaire du Piémont (Végétaux). *Ibid.*, (2), t. XXII.

Aperçu sur le Quaternaire du Salvador (Amérique centrale)

par Jean TRICART *.

Sommaire. — Presque entièrement volcanique, le territoire du Salvador a été caractérisé, au Quaternaire, par le passage à un volcanisme explosif qui a provoqué la formation de vastes calderas d'explosion et la mise en place de masses considérables de cendres. Ces manifestations étant essentiellement discontinues, des paléosols se sont intercalés dans les séries cinéritiques et offrent la base d'une chronologie relative. Ils sont rubéfiés au Pliocène terminal et au Quaternaire ancien, puis bruns et finalement noirs à l'Holocène et actuellement. Lors des explosions, la végétation a été tuée par les cendres, ce qui a déclenché des crises morphogénétiques extrêmement violentes. Des coulées boueuses, des ravinements torrentiels, des épandages détritiques de piémont se sont alors produits de sorte qu'une grande partie des cinérites sont remaniées et étalées dans les dépressions, bassins lacustres d'obturation volcanique de l'intérieur et plaine littorale. Dans cette dernière, les formations provolcaniques plongent sous le niveau marin actuel et ont été entaillées parfois en falaises par la transgression flandrienne, ce qui permet de dater le dernier paroxysme. Des esquisses de croûtes calcaires montrent que le pays a également connu des oscillations climatiques non négligeables. Enfin, certains arguments géomorphologiques incitent à admettre quelques déformations tectoniques quaternaires.

Le Salvador, qui ne s'étend que sur 20 000 km², appartient tout entier à la ceinture de feu du Pacifique et compte plusieurs volcans actifs. On y distingue deux séries principales de formations volcaniques. La plus ancienne paraît néogène et se compose d'andésites et de basaltes, en coulées alternant avec des brèches. Tous les édifices correspondants sont fortement érodés et démantelés. Partout, les roches sont intensément altérées et couvertes de sols rouges argileux épais, là où l'érosion anthropique très violente les a respectés. A leur base, les basaltes sont décomposés en boules. Cette série affleure surtout dans le Nord et l'Est du territoire. Dans le centre et le Sud, le long du Pacifique, elle est généralement recouverte de formations plus récentes qui ne la laissent apparaître que localement, sous la forme de petits massifs isolés. Celles-ci ne portent jamais de sols rouges aussi évolués que ceux des formations néogènes. Elles sont aussi caractérisées par la prédominance d'un volcanisme explosif qui a provoqué le dépôt d'importantes séries cinéritiques. C'est aux conditions de mise en place de ces formations volcaniques récentes que nous nous attacherons ici.

I. LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES QUATERNAIRES. — Le paroxysme volcanique, qui a donné naissance à la série la plus récente, est toujours très nettement séparé du paroxysme néo-

gène par une longue période de calme pendant laquelle les édifices antérieurs ont été démantelés et pendant laquelle des sols rouges très argileux, profondément lessivés, épais, ont eu le temps de se former. Il y a là une coupure géologique majeure. Comme l'ont bien montré F. Durr et H. Klinge [1960], le paroxysme volcanique récent a été déclenché par des dislocations tectoniques affectant les édifices néogènes érodés. La bande médiane du territoire salvadorien s'est affaissée en un graben complexe, découpé en lanières par des horsts secondaires. C'est le long des failles qui les limitent que se sont produites les venues magmatiques quaternaires qui esquisseraient deux alignements principaux. Le plus septentrional serait le plus ancien. Il est au pied du horst formé par les formations néogènes fortement soulevées, atteignant 2 000 m d'altitude, de la frontière du Honduras. Il est constitué de cônes de scories, pâteuses au moment de leur chute et souvent ressoudées, de brèches, de petites coulées. En règle générale, ce matériel ancien est moins acide que les formations plus récentes. Les dacites y sont fréquentes. Les basaltes, rares dans les dernières émissions, sont au contraire bien représentés dans la série néogène. Par contre, les andésites sont moins abondantes dans celle-ci que dans les formations plus

* Note présentée à la séance du 6 mars 1961.

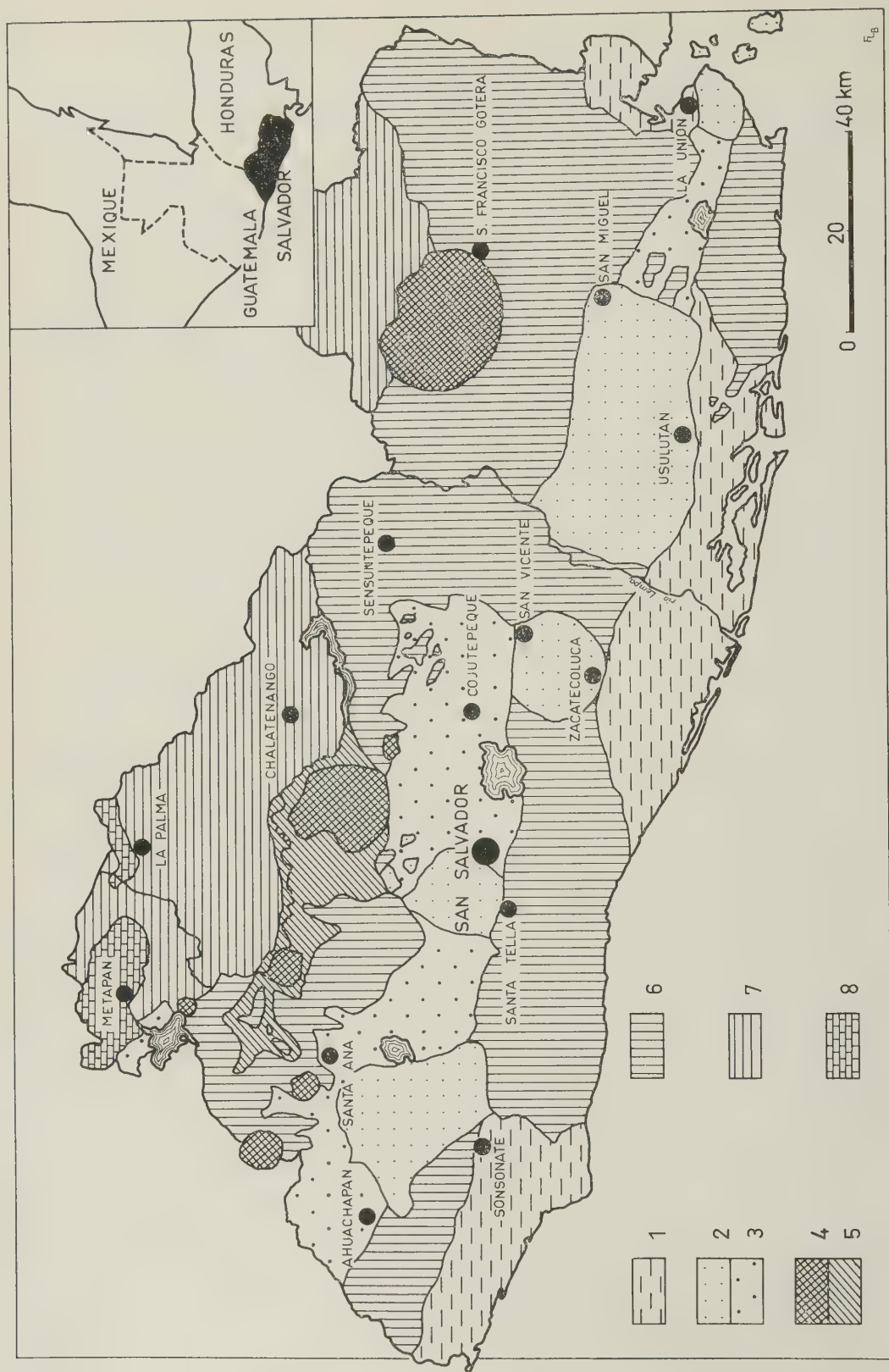


FIG. 1. — Esquisse géologique du Salvador d'après DURR et KLINGE, avec quelques modifications de détail.

- 1 : accumulations alluviales et fluviovolcaniques littorales ; 2 : volcans récents et actuels ; 3 : accumulations hydrovolcaniques récentes dans le graben central ; 4 : volcans basaltiques quaternaires de l'alignement au N du fossé central ; 5 : accumulations de lac de barrage volcanique du moyen Lempa ; 6 : édifices volcaniques pliocènes ; 7 : édifices volcaniques prépliocènes ; 8 : formations sédimentaires de Metapan (Crétacé?).

récentes. Le second alignement, qui jalonne la retombée du horst méridional, serait plus jeune et comprend les volcans encore actifs actuellement. Ce sont eux qui ont émis les grandes masses de cinérites qui recouvrent largement les dépôts plus anciens. Comme nous le montrerons plus loin, certaines de ces idées doivent être nuancées.

En tous cas, la formation du graben médian est assez ancienne pour avoir permis une réorganisation du réseau hydrographique antérieure à l'édification des cônes volcaniques de la série récente. En effet, le plus important des fleuves d'Amérique centrale débouchant dans le Pacifique, le Río Lempa, s'est installé, dans tout son cours moyen, le long du bord nord du fossé dont il s'échappe par un enlèvement qui a localisé son cours inférieur. Le volcanisme quaternaire l'a barré à plusieurs reprises, provoquant des modifications de détail de son tracé et la formation de lacs d'obturation volcanique, vidangés par l'entaille de gorges dans les coulées. Malgré cela, son adaptation structurale permet au Lempa de se maintenir à une altitude inférieure à 300 m jusque tout près de ses têtes. Il semble donc qu'une période assez longue se soit écoulée entre l'amorce du graben médian et l'apparition des premières manifestations volcaniques récentes qui se localisent justement aux abords immédiats du Lempa et qui auraient empêché l'établissement de son cours si elles avaient été contemporaines de l'effondrement dont il a profité. Ces arguments géomorphologiques étant les seuls dont on dispose pour suggérer une chronologie, on peut admettre que le volcanisme ancien date du Miocène et du Pliocène inférieur, la période de calme avec formation du fossé du Pliocène moyen. Nous faisons commencer le Quaternaire avec les premières manifestations de la période volcanique récente.

Le volcanisme quaternaire de l'alignement méridional est caractérisé par l'alternance de périodes d'activité modérée pendant lesquelles s'édifient des cônes de scories alternant avec des coulées très scoriacées, comme celui du volcan Izalco qui continue de se construire sous nos yeux, et de périodes paroxysmales pendant lesquelles se produisent des explosions violentes faisant apparaître des cratères d'explosion sur l'emplacement de ces cônes.

Près de San Salvador, le lac Ilopango a cette origine. Son bord méridional, jusque vers 850 m d'altitude, est constitué aux environs de Santiago Texacuangos, par les ruines d'un édifice néogène à sols rouges, tranché à l'emporte-pièce par le bord du cratère d'explosion dont le fond est occupé par le lac. Les laves montent vers le

Nord. Au bord nord-est du lac, on retrouve les ruines d'un même édifice, masquées par les cinérites récentes. Le sol rouge qui les couronne monte vers le Sud, ce qui indique bien que cet édifice ancien occupait tout ou partie de la cuvette lacustre actuelle. Par ailleurs, à l'E de Santiago Texacuangos, les cinérites quaternaires reposant sur le sol rouge montrent des effets importants de triage par l'eau et s'étaient en épandage de piémont, ultérieurement disséqué. Il faut donc admettre que les premières explosions quaternaires avaient provoqué le dépôt d'un manteau de cendres à la surface de cet édifice ancien, cendres que les eaux ont étalées à son pied, vers 900 m d'altitude. La disposition du matériel indique un écoulement venu du Nord, de l'emplacement de la caldera d'explosion du lac Ilopango. Le cône qui occupait celui-ci s'élevait certainement au minimum à 1 500 m d'altitude pour permettre un tel remaniement des cendres par le ruissellement sur ses flancs. A l'aplomb de son sommet, l'explosion aurait ainsi emporté un millier de mètres d'épaisseur au minimum¹.

Ces explosions se sont produites à diverses reprises au cours du Quaternaire et sont d'âge varié. Par exemple, le lac Ilopango semble constitué par deux calderas coalescentes, dont la plus ancienne se trouverait dans la partie orientale.

En effet, la forme même du lac suggère une telle hypothèse, qu'appuie l'examen des formations cinéritiques qui l'entourent. A l'Est prédominent les cinérites relativement anciennes, caractérisées par les paléosols les plus vieux. Le relief est fortement disséqué et le lac a servi de niveau de base local à une érosion régressive qui a réussi à détourner vers lui un bassin-versant relativement considérable. Des têtes de vallées ont reculé jusqu'à 5-6 km des bords du lac. A l'Ouest au contraire, ceux-ci ne sont presque pas disséqués et seuls quelques ravins profondément entaillés les attaquent sans avoir réussi à pousser leurs têtes à plus de quelques centaines de mètres

1. On ne trouve pas la moindre trace de ce substratum néogène dans la cuvette lacustre, ce qui fait que l'hypothèse récemment formulée par Meyer-Abich et par Weyl et selon laquelle on serait en présence d'un effondrement purement tectonique est gratuite. Elle se heurte d'ailleurs à de sérieuses difficultés, essentiellement géomorphologiques (forme du lac), vulcanologiques (répartition des cendres récentes indiquant que leur origine est la caldera du lac Ilopango) et tectoniques (il faudrait admettre un affaissement circulaire avec des failles convergentes en profondeur, ce qui implique une distension : dans de telles conditions, des venues éruptives se seraient produites). Nous préférons donc l'interprétation classique.

de leur embouchure. Ils travaillent cependant dans des formations tendres, exclusivement cinéritiques, dont une partie, remaniée par les eaux, s'est déposée dans un lac. Le sommet de ce remplissage lacustre donne la magnifique terrasse, très plane, de l'aérodrome, qui domine le lac actuel de 200 m, et qui se continue jusqu'à la ville de San Salvador. Ce lac était drainé vers le Nord, vers le Lempa, par des torrents qui se sont incisés dans ses dépôts et qui continuent de drainer la majeure partie de son emplacement. Son remplissage se termine brusquement vers l'Est et est tranché net par les bords de la caldera actuelle, qui lui est donc postérieure. En effet, il fallait, sur l'emplacement du lac actuel, un relief bloquant les eaux, qui n'était autre que le cône volcanique au pied duquel se sont étalées les hydrocinérites de Santiago Texacuangos.

Une évolution du même genre se discerne également dans la caldera du lac de Coatepeque. En effet, les collines qui la bordent au Nord sont formées par un talus entaillé dans les formations volcaniques néogènes, altérées en sols rouges, partiellement fossilisés par des cinérites à paléosols orangés. A la sortie nord-ouest de Coatepeque, des formations litées, lacustres, les recouvrent, surmontées elles-mêmes de ponces vigoureusement disséquées par des ravins. Il y a donc eu formation d'une première caldera d'explosion emportant les laves néogènes, puis établissement d'un lac, vidangé à la suite d'une nouvelle explosion mettant en place les ponces récentes et, enfin, réapparition d'un lac, qui persiste actuellement, dans la caldera résultant de cette explosion. Dans la région à l'E de San Salvador, entre cette ville et San Miguel, les grands cônes volcaniques du San Vicente, du volcan Usulután et du Tecapa se sont édifiés récemment dans des calderas d'explosion dont les bords montrent les formations volcaniques anciennes, tranchées à l'emportepièce et recouvertes de cinérites quaternaires, en partie remaniées par les eaux et litées. Ce dernier caractère indique des dépôts de piémont formés au pied de cônes antérieurs aux explosions ayant donné naissance aux talus. Ces explosions ont donc pulvérisé ces cônes et fait apparaître à leur emplacement une dépression dans laquelle se sont édifiés les cônes volcaniques actuels. Ceux-ci sont légèrement décalés vers le Sud par rapport à ceux qui les ont précédés : le bord méridional des calderas d'explosion disparaît entièrement sous eux et ils débordent des calderas en direction du Sud.

Il apparaît donc que plusieurs périodes de paroxysmes, caractérisées par de grandes explosions, ont alterné au Quaternaire avec des phases de

volcanisme moins violent lors desquelles se sont construits des cônes qui ont été, en partie, réduits en cendres par ces explosions. La datation relative de ces diverses manifestations peut se tenter à partir de l'examen des paléosols fossilisés entre les couches de cinérites.

II. PALÉOSOLS ET ESSAI DE STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE. — Le rôle des paléosols a été mis en lumière par F. Durr et H. Klinge [1960] dans un article paru au moment même où nous effectuons nos propres observations sur le terrain.

Ces auteurs distinguent :

1) Deux sols noirs humiques, dont l'un est actuel et l'autre fossilisé par une mince couche de ponces. Ils sont considérées tous deux comme holocènes et classés dans la catégorie des pseudogleys tirsoïdes. D'après nos propres observations, ces sols ne se forment qu'en altitude, au-dessus de 500 m environ. Ils se développent uniquement sur les cendres très perméables dans lesquelles l'eau s'infiltre immédiatement, ce qui entrave la décomposition de la matière organique et permet la constitution d'un horizon humique bien développé. Le terme de pseudogley ne nous semble pas heureux car ces sols sont toujours bien drainés et ne présentent pas d'horizon d'engorgement. Ils sont très peu lessivés et très jeunes, riches en éléments alcalins. Leur âge récent est donc incontestable.

2) Trois sols bruns argileux (« Braunlehm »), qui se sont également développés sur les cinérites et sont de type tirsoïde d'après F. Durr et H. Klinge. Nous les avons rencontrés à des altitudes fort variées et ils descendent jusqu'au niveau de la mer sur la plaine littorale, notamment aux environs de Puerto-El-Triunfo. Leur épaisseur peut atteindre jusqu'à 50 cm et, là où ils sont bien développés, ils sont très argileux et se prolongent par un horizon d'altération sous-jacent dans lequel les particules minérales de la taille des sables sont recouvertes d'une pellicule d'oxyde de fer hydraté ou altérées en hydroxydes de fer, ce qui leur donne une teinte brune ou rouille. Dans la plaine littorale, certaines séries de cinérites remaniées sont formées de couches successives qui ont eu le temps de s'altérer et de se transformer entièrement en sols avant d'être fossilisées par de nouveaux apports. On peut trouver des paléosols successifs empilés sur 5 à 7 m d'épaisseur. A la différence des sols récents, ceux-ci sont toujours argileux et peu perméables, ce qui fait que ces empilements de paléosols, cultivés généralement en coton, sont la proie de l'érosion anthropique qui y entaille rapidement des ravins si des mesures de conservation rigoureuses

ne sont pas prises dès le défrichement. Dans les régions de l'intérieur, plus proches des cratères d'explosion, les divers sols bruns sont généralement bien distincts les uns des autres et séparés par des couches de cinérites fraîches. Il arrive souvent qu'ils n'aient pas eu le temps de se développer complètement et qu'ils restent à l'état embryonnaire. Ils sont alors souvent plus nombreux. Tout dépend du rythme des explosions.

3) Deux paléosols rouges, dont le plus récent est mince, et le plus ancien épais (Rotlehm), atteint parfois jusqu'à 10 m de puissance. On le trouve sur les formations volcaniques néogènes de la Cumbre (alignement montagneux au bord du Pacifique) et c'est lui que nous avons signalé, moulant un modelé de dissection avec des pentes égales au plus à 10°, sous les cinérites quaternaires des environs de Santiago Texacuangos. Le second sol rouge, plus récent, est moins épais et ne dépasse pas 2-3 m. Il présente parfois une tirsification en surface. Il serait caractéristique des collines du fossé tectonique au N de Salvador, notamment du volcan Guazapa. Lui aussi n'apparaît que sur les formations néogènes. Nos propres observations nous amènent à nuancer l'opinion de F. Durr et de H. Klinge. Nous avons bien observé, comme eux, ces sols rouges, mais nous ne sommes pas certains que leurs différences soient essentiellement dues à une question d'ancienneté. En effet, elles semblent en grande partie résulter de la topographie, les versants plus fortement érodés ne présentant que des sols plus minces. Là où l'ablation est faible, ces sols et les altérites qui les supportent peuvent atteindre une grande puissance. Dans la plaine littorale occidentale, au bord du Rio Ahuachapio, un cône de piémont grossier, contenant des blocs de lave de 1 m et dans lequel s'entaille le cours d'eau, porte 2 à 3 m d'argile rouge pure, reposant sur 8-10 m de cailloutis pourris dont les galets de basalte s'écrasent entre les doigts et dont les gros blocs se desquament en pelures d'oignon. Par contre, nous avons observé à plusieurs reprises des paléosols que ne signalent pas F. Durr et H. Klinge, notamment dans la région de Coatepeque et au pied nord des volcans Usulután et Tecapa. Développés dans les ponces et les cendres, ils sont de teinte orangée et restent embryonnaires comme tous les sols dont l'évolution est interrompue par une fossilisation brutale. En dessous d'eux, une partie de leur argile, lessivée, vient teinter les particules cinéritiques, qui décèlent parfois une faible altération ferrugineuse, également de teinte orangée. Ces cinérites orangées se rencontrent toujours sous les

cinérites à sols bruns, là où les deux types de formation se superposent.

Notre propre échelle stratigraphique des paléosols se dispose donc de la manière suivante, qui correspond, dans ses grandes lignes, à celle de F. Durr et H. Klinge.

Actuel et Holocène	Sols noirâtres	Très faible accumulation
Pléistocène supérieur	Sols bruns	Puissantes séries de cinérites
Pléistocène moyen	Sol orangé	Cinérites moins épaisses
Pléistocène inf. (Villafranchien) et Pliocène	Sols rouges	Peu de projections

L'échelle stratigraphique que nous offrent les paléosols permet de mettre en évidence une certaine modification de l'activité volcanique au cours du Quaternaire.

III. MODIFICATION DE L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE AU QUATERNAIRE. — Une évolution très nette apparaît déjà dans le volcanisme antérieur aux sols rouges, considéré comme Pliocène. Ses dernières manifestations s'observent principalement entre le fossé médian et la côte pacifique. Elles affectent déjà une allure peu fluide qui prélude au caractère explosif du Quaternaire. Au pied de cônes, qui sont généralement démantelés de nos jours ou qui ont disparu du fait des explosions, ont été étalées de grandes masses de brèches plus ou moins roulées, donnant des strates de 0,2-1 m d'épaisseur, d'allure torrentielle, évoquant un étalement en nappe. Elles alternent avec de minces couches cohérentes, constituées souvent par des cendres tombées très chaudes et qui se sont cimentées (ignimbrites). Les géologues locaux les désignent sous le nom de « cendres fondues » (Toba fundida). En s'éloignant des volcans, les dépôts deviennent plus torrentiels et passent à des cônes de déjections bien caractérisés et à des épandages de piémont où les couches de laves disparaissent, où le matériel est mieux lavé, où les fragments ont une usure fluviale caractéristique. Ces formations sont parfois très grossières. Dans l'Ouest du pays, celles du Rio Ahuachapio contiennent des blocs de 1-1,2 m de long. Ces dépôts volcano-torrentiels s'empilent sur des épaisseurs considérables : les falaises de Mizata les tranchent sur plus de 100 m au pied des ruines de volcans de la Cumbre, entre la Libertad et Acajutla. Ils caractérisent, en gros, la région comprise entre le méridien de San Salvador, le littoral et le fossé médian, et correspondent à un volcanisme émettant des scories, des laves très peu fluides et, de temps à autre, des couches de

cendres très chaudes. Plus à l'Est, dans la région au SW de la Union, le massif côtier qui est au S du lac d'Olomega montre des formations du même type, également altérées sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Mais elles sont beaucoup moins générales et sont associées à des dépôts de lahars, plus boueux, indiquant une émission plus importante de cendres fines, et à des coulées de laves plus fréquentes. Ce dernier caractère provient peut-être de ce que les coupes sont dans une position plus centrale par rapport à l'ancien édifice volcanique, qui, ici, n'a pas disparu par explosion. En tous cas, la plus grande abondance des cendres et des lahars qui leur sont associés est un fait certain. Dans la région du fossé médian, principalement au N de Santa Ana et sur le bord des grands cratères d'explosion, les faciès sont plus fluides et associent des laves plus ou moins bréchiques à des brèches, avec très peu de cendres et de projections.

Ces caractères et la localisation des appareils se sont ensuite modifiés au cours du Quaternaire.

Dans le Nord-Ouest du Salvador, au N de Santa Ana, entre cette ville et Metapan, le volcanisme quaternaire a conservé une allure fluide. Pas d'émissions de cendres ou de scories, mais des coulées assez largement étalées pour boucher les vallées et avoir provoqué la formation de lacs de barrage, comme celui de Güija, à la frontière du Guatemala. Certaines d'entre elles sont formées par des basaltes à retrait prismatique, comme celle qui ferme le Güija à son extrémité sud-est. D'autres sont constituées par des basaltes plus ou moins bulleux passant parfois à des andésites. Certaines de ces manifestations sont récentes et se sont continuées jusque vers la fin de la période à sols bruns. Ce n'est que dans la phase terminale de ces émissions, qui ont cessé aujourd'hui, que quelques petits cônes de scories se sont formés autour des cheminées. Par rapport au reste du Salvador, cette région constitue une exception dont nous rechercherons plus loin la cause.

Dans le coin sud-est du pays, la région de la Union constitue également un autre cas particulier. Le volcanisme « pliocène » y est bien développé, comme nous l'avons vu, et était caractérisé déjà par des émissions de cendres relativement abondantes. Au Quaternaire, l'activité diminue. Les seuls appareils actifs sont à l'entrée de la baie de Fonseca. Aucun d'eux ne revêt un caractère explosif violent, il n'y a pas de cratères d'explosion. Ce sont les brèches et les laves plus ou moins scoriacées qui dominent.

Dans tout le reste de l'alignement que nous étudions, des environs de San Miguel à ceux d'Ahuachapan, le volcanisme quaternaire est

caractérisé, au contraire, par le développement d'une intense activité explosive qui fait alterner l'édification de cônes de scories, de brèches, de cendres fondues avec la formation de grandes calderas d'explosion, conformément au schéma que nous avons exposé plus haut. Dans cette zone, les émissions du Pliocène terminal, juste antérieures aux sols rouges, ont constitué une bande continue de dépôts pauvres en cendres, largement étalés par les actions torrentielles. L'axe de ces édifices volcaniques se plaçait un peu plus près du Pacifique que celui des grands cônes actuels.

Dès le Quaternaire ancien, antérieurement aux sols oranges, quelques explosions importantes ont eu lieu et ont donné naissance à des cendres associées à des ponces atteignant 1-4 cm de diamètre, matériel très différent de celui du volcanisme « pliocène ». Elles ont affecté surtout la région comprise entre le Lempa et San Miguel où un alignement de calderas montre des placages de cendres et ponces à sols orange contre ces abrupts des cratères. La région du lac de Coatepeque a été aussi affectée à la même époque par une explosion. Dans l'ensemble, les cinérites à sols orange sont beaucoup moins fréquentes que les cinérites plus récentes. Certes, plus anciennes, elles sont plus érodées, mais il ne semble pas que ce soit la raison essentielle et il est fort probable que les émissions ont été beaucoup moins abondantes. C'est ce qui explique que F. Durr et H. Klinge n'aient pas mentionné les sols orange, qui n'apparaissent d'ailleurs pas dans le secteur qu'ils ont étudié le plus en détail. Un autre fait frappant est aussi que les cinérites à sols orange présentent relativement peu de traces de remaniements par les eaux, ce qui indiquerait, comme nous le verrons plus loin, un caractère moins catastrophique des explosions qui les ont engendrées.

C'est au cours de la période de formation des sols bruns que les accumulations cinéritiques sont les plus importantes et que se place le paroxysme de l'activité explosive. Ainsi s'explique la multiplication des paléosols de ce type. Entre le Lempa et San Miguel, la zone des grands volcans orientaux a été caractérisée par une suite d'explosions fournissant chacune des masses de cendres modérées. Les paléosols y sont plus rapprochés dans les coupes. Ce régime semble avoir cessé relativement tôt car les accumulations sont couronnées de paléosols bruns épais partout où ils n'ont pas été érodés. L'édification des grands cônes actuels, postérieurs aux dernières explosions engendrant des calderas, a commencé relativement tôt. C'est ce qui explique leur volume

considérable. Actuellement, ces volcans émettent un peu de cendres et, surtout, des coulées très scoriacées qui s'échappent d'évents ouverts sur leurs flancs.

Dans la région centre-occidentale, entre San Salvador et Ahuachapan, les émissions de cinérites ont été, au total, plus abondantes et plus durables. Des masses énormes de matériel recouvrent les collines et les flancs externes des cratères d'explosion, passant à des accumulations lacustres dans les dépressions dont le drainage a été bloqué par le barrage du moyen Lempa dû à la formation du volcan de Guazapa. Les paléosols restent souvent embryonnaires, ayant été fossilisés avant d'avoir eu le temps de se développer pleinement. Des couches de cinérites de 4 à 5 m d'épaisseur, parfois plus, les séparent. Les traces de remaniement par le ruissellement sont fréquentes. C'est dans cette région que l'activité explosive quaternaire a revêtu le maximum d'intensité. Elle s'est prolongée très tard, jusqu'un peu au-delà de la période à sols bruns, avec les explosions toute récentes de l'W du lac Ilopango et de celui de Coatepeque. Comme à l'Est, cependant, les manifestations actuelles continuent d'édifier des cônes, qui sont apparus bien avant les dernières explosions. Ils sont constitués surtout par des scories et par quelques couches de cendres tombées très chaudes à faible distance du cratère et qui se sont consolidées. Des événements ayant permis l'écoulement d'une coulée très scoriacée se sont encore formés en 1917 sur le flanc nord-ouest du volcan San Salvador. Mais les grands cônes sont un peu à l'écart des calderas d'explosion et ne se placent pas sur les mêmes alignements.

L'Ouest du Salvador est caractérisé, au Quaternaire, par le violent contraste entre l'activité explosive de la région méridionale (de San Salvador à Ahuachapan) et la persistance de l'émission de laves fluides dans l'extrémité nord-ouest du pays (basaltes du Güija et du Nord de Santa Ana). Cette différence d'état mécanique des produits volcaniques lors des émissions est liée à leur nature : les cendres des explosions sont riches en quartz de la taille des limons. Pour la comprendre, il faut donc la replacer dans le cadre géologique régional. Le Nord-Ouest du Salvador est caractérisé par les seuls affleurements sédimentaires du pays, des formations crétacées associant des conglomérats à des marnes et à des calcaires. Il est vraisemblable que ces couches se continuent en profondeur sous les volcans à émissions fluides voisins, car ils se localisent sur la même unité tectonique. C'est donc la traversée de roches carbonatées par le magma

qui lui donnerait une nature plus basique et commanderait les caractères originaux du volcanisme de la région. Au contraire, dans les formations cinéritiques des manifestations explosives violentes, nous avons observé, dans plusieurs échantillons, une certaine proportion de grains de quartz de 200 à 500 μ de type émoussé-luisant caractéristique. Leur surface présentait, acquis postérieurement à l'émoussé, un chagriné les faisant ressembler partiellement aux grains mats, mais différent cependant du mat éolien et même du mat d'origine chimique. Les conditions dans lesquelles les échantillons ont été recueillis (parfois sur de hautes pentes où aucun remaniement n'était possible), l'absence totale de tels grains dans les formations volcaniques « pliocènes » et plus anciennes nous incite à admettre qu'ils ont été arrachés au substratum par les explosions et projetés avec les cendres, exactement comme ces fragments de roches sédimentaires que l'on trouve dans les cheminées volcaniques. Si telle est bien leur origine, ces manifestations explosives se localiseraient dans une zone où le tréfond, invisible, est formé de sables marins quartzeux. On comprendrait dès lors que les arrivées magmatiques se raréfiant au Quaternaire, après le paroxysme « pliocène » ayant édifié les cônes à formations volcano-torrentielles, la proportion de sable siliceux arrachée au substratum soit devenue plus élevée, ce qui a rendu les laves plus acides et développé le caractère explosif des émissions.

Ce même caractère explosif a joué un grand rôle dans la mise en place du Quaternaire du Salvador. Il a commandé, en effet, l'accumulation de vastes étendues de formations volcaniques remaniées par les eaux.

IV. LES FORMATIONS HYDRO-VOLCANIQUES. — Seule une partie des cinérites se trouve *in situ* et conserve les caractères d'un dépôt éolien. Le reste montre les traces d'importants remaniements par les eaux : litages, triages éliminant une partie de la fraction fine, usure des éléments les plus fragiles. De telles modifications apparaissent souvent dès un niveau assez élevé des flancs des volcans. Il est fréquent que, dans les couches de cinérites épaisses, la base soit amorphe et non triée, riche en ponces de 1 cm environ, et forme un dépôt éolien typique, alors que le sommet, sur quelques décimètres, montre des remaniements en lentilles ou en nappe, puis passe à un paléosol. En règle générale, ces reprises par l'eau se placent donc dès le dépôt de la nappe de cendres.

Elles sont faciles à comprendre pour peu qu'on

prenne en considération ce qui se produit lors des émissions de cendres contemporaines, par exemple aux îles Aléoutiennes, où les phénomènes ont été décrits par l'U. S. geological Survey. Une chute massive de cendres tue la végétation et forme une couverture qui se mouille mal. L'eau y ruisselle d'autant plus facilement que les fortes émissions cinéritiques provoquent souvent des averses très violentes, les particules en suspension dans l'air jouant le rôle de noyaux de condensation. Un ravinement intense se produit alors, sur les flancs même du volcan. Il remanie une partie des cendres fraîches et les étale au pied des pentes. Cette action croît en importance au fur et à mesure qu'on s'éloigne du cratère et que les masses d'eau coulant droit suivant la pente se concentrent davantage. A une certaine distance, la quasi-totalité de la couche qui vient de tomber est entièrement reprise en hydrocinéritites. Les cours d'eau sont fortement chargés en alluvions et se mettent à divaguer, épandant leur matériel dans les fonds de vallées, sur des cônes de déjections, dans les zones de piémont. En peu de temps, des nappes alluviales considérables s'édifient ainsi, dont les caractères ressemblent à ceux des formations de climat aride car la végétation, tuée par les cendres, n'oppose nul frein au ruissellement. Mais leur édification est incomparablement plus rapide.

De telles accumulations revêtent un caractère pseudo-climatique. Comme les accumulations climatiques, elles se mettent en place à la suite d'une modification profonde dans les conditions d'écoulement, dues à un changement complet de végétation. Tandis qu'entre les émissions, les versants stabilisés s'altèrent en sols et que la charge alluviale des cours d'eau ne permet que des alluvionnements localisés, les crises brusques dues aux chutes massives de cendres déclenchent un engorgement sous les débris qui envahissent d'autant mieux toutes les dépressions qu'ils sont généralement de petit calibre et de faible densité, donc aisément transportables depuis les pentes des collines. D'énormes masses de matériel cinéritique remanié se sont ainsi accumulées sur la plaine littorale au pied des alignements volcaniques. Elles revêtent l'allure de cône de piémont largement étalés, coalescents, où les photographies aériennes décèlent des chenaux anastomosés. Chaque émission de cendres importante, notamment celles qui ont accompagné la formation des calderas d'explosion, a provoqué une crise de ce type, alors que les émissions plus réduites, qui n'ont pas tué la végétation, n'ont guère mis en place que des formations éoliennes minces, superposées, peu ou pas remaniées. C'est

pourquoi la fréquence des reprises par l'eau, surtout sur les parties hautes des flancs des volcans, peut donner une idée du caractère des émissions.

Souvent, les hydrocinéritites se sont en partie déposées dans des lacs de barrage. De telles accumulations sont fréquentes dans le centre-ouest du Salvador, entre Santa Ana et San Vicente. Elles montrent, généralement, une disposition rythmée avec des stratifications dégradées, le paroxysme de ruissellement déclenché par une émission de cendres importante se traduisant par la mise en place d'une couche plus ou moins épaisse de sable volcanique, parfois teinté d'un peu de soufre, à laquelle succèdent des matériaux devenant progressivement plus fins, avec, parfois, de petites récurrences sableuses et des rides de courant plus ou moins nettes. Il arrive souvent que le sommet de chaque séquence soit caractérisé par une précipitation d'oxyde de fer plus ou moins mélangé de matière organique, ce qui décèle une période pendant laquelle la vie s'était développée à nouveau dans un lac où les apports détritiques étaient très réduits. De tels remplissages, dont l'épaisseur atteint parfois plus de 100 m, caractérisent la cuvette de Zapotitan ou le bassin d'Aguilares, dans la partie du réseau hydrographique du Lempa qui a été bloquée par le barrage de la rivière principale au droit du volcan de Guazapa.

D'autres faciès de formations hydrovolcaniques apparaissent également. Nous avons déjà décrit celles du « Pliocène » qui revêtent une allure volcano-torrentielle et qui sont associées à des émissions de scories. Comme ces dernières, formées de matériel grossier et poreux n'ont pas recouvert des surfaces aussi grandes que les cendres, il est curieux que leur remaniement par les eaux présente les caractères d'un milieu sans végétation. L'absence de cette dernière pourrait s'expliquer par des émissions de gaz ou de nuées ardentes qui l'auraient tuée, ce qui impliquerait un certain caractère pelléen des éruptions. Une autre explication serait dans un climat semi-aride, ce qui serait d'ailleurs plus satisfaisant, car les cônes de déjections, très grossiers, s'avancent loin des bouches volcaniques et il est peu vraisemblable que des éruptions pelléennes aient complètement détruit la végétation de manière durable sur de grandes surfaces. Il semble donc que le caractère particulier des formations volcano-torrentielles les plus récentes, altérées encore en puissants sols rouges, datent d'une phase climatique sèche. C'est pourquoi nous serions tenté de les rattacher à la grande crise climatique du Villafranchien plutôt qu'au Pliocène proprement dit.

Lorsque les émissions de cendres contiennent beaucoup de matériel très fin, de moins de 20 μ , les modalités du remaniement par les eaux deviennent différentes. Les cendres fines forment avec l'eau une boue liquide qui donne naissance à des fleuves de boue, les lahars. Ceux-ci sont capables, du fait de leur densité, de transporter des blocs grossiers. Leur matériel est très peu trié, très mal lavé, riche en matrice fine terreuse, de teinte ocre gris. De tels épandages de lahars sont fréquents dans le Quaternaire ancien, antérieur aux sols orangés de la région sud-est, au pied occidental du volcan Conchagua. Plus récents (associés aux sols bruns), ils occupent une grande place dans la plaine littorale à l'W d'Acajutla. Ils y sont associés aux cônes de piémont de fluviocinérîtes. Généralement, dans la partie centrale d'un épandage de lahar, les blocs sont plus nombreux et l'absence de stratification à peu près intégrale. Sur les bords, les éléments grossiers se raréfient et des litages pelliculaires peu distincts apparaissent. Ils s'expliquent par le fait que les eaux contenues dans la boue liquide se sont légèrement égouttées vers les dépressions marginales bordant l'étalement, ce qui amorce une transition vers un type de sédimentation de cuvette.

V. TENTATIVE DE DATATION GÉNÉRALE. — Les conditions particulières créées par le volcanisme rendent difficile toute tentative de datation générale. En effet, les oscillations climatiques, qui sont souvent ailleurs un bon fil conducteur, sont estompées ici par les conséquences des explosions cinéritiques les plus importantes. Elles ont cependant affecté le Salvador. En effet, dans des secteurs à l'écart des volcans quaternaires, nous avons relevé des formations alluviales anciennes grossières, entaillées en terrasses. Elles contiennent des galets beaucoup plus gros que les lits actuels, cependant affectés par les conséquences d'une intense érosion anthropique accroissant l'écoulement des torrents. De telles accumulations indiquent l'existence, à plusieurs reprises dans le Quaternaire, de périodes où l'écoulement était plus brutal que de nos jours, ce qui implique une couverture végétale plus réduite, donc des oscillations sèches. Mais le temps nous a manqué pour faire la juste part du climat dans leur mise en place, car il interfère avec les effets du volcanisme et de déformations tectoniques non négligeables.

Une autre preuve d'oscillations climatiques nous est donnée par l'existence, dans la plaine littorale occidentale, d'esquisses de croûtes calcaires. Elles affectent l'allure de recristallisations

de calcite, tantôt pulvérulentes, tantôt consolidées en matériel crayeux, disposition ondulée, s'anastomosant sur 20 à 30 cm à la partie supérieure des dépôts de lahars. Chaque feuillet a de 0,5 à 2 cm d'épaisseur. Ces formations ne sont pas actuelles. Le climat humide tropical actuel ne permet pas leur genèse et engendre, au contraire, des sols brun-noir, parfois légèrement rubéfiés, décalcifiés. Les dépôts de lahars à esquisses de croûtes calcaires plongent d'ailleurs sous la mer et sont recoupés en falaise à l'E d'Acajutla. On les retrouve, arasés en surface d'abrasion, sur l'estran. Plus à l'Ouest, ils disparaissent sous le remblaiement flandrien, parfois tranchés par une falaise morte. Ils semblent donc s'être mis en place lors d'une régression marine, sans que nous puissions affirmer avec certitude qu'il s'agit bien de la dernière. En effet, l'absence de plages anciennes et le plongement vers la mer des cônes de déjections à puissants sols rouges incitent à admettre une tendance à la subsidence dans cette région. Beaucoup plus à l'Est, à la Herradura et à Puerto-El-Triunfo, les glaciés de piémont d'hydrocinérîtes à sols bruns très développés plongent également sous le remblaiement flandrien qui vient les recouvrir en biseau. Mais nous n'y avons pas observé d'esquisses de croûtes calcaires près de la mer.

Il faut donc admettre l'une des deux hypothèses suivantes :

a) Mise en place de ces diverses formations hydrocinéritiques lors d'une période (ou de plusieurs) de régression marine, donc correspondant au Préflandrien pour le moins. Dans ce cas, cette régression aurait coïncidé avec un climat plus sec que l'actuel, au moins pour les formations de la plaine littorale occidentale portant des esquisses de croûtes calcaires. Les modalités des oscillations climatiques seraient alors les mêmes que celles que nous avons établies pour le delta du Sénégal et le Trarza (Mauritanie méridionale), dont la latitude est peu différente. On aurait eu alors, pendant les glaciations, refoulement vers le Sud de la zone aride des hautes pressions tropicales. Le Mexique étant affecté par des climats plus humides, connaissait un Pluvial tandis que le Salvador, au contraire, devenait plus sec.

b) Des déformations tectoniques importantes, consistant en une subsidence rapide des secteurs de la côte constitués par des plaines littorales. Cet affaissement expliquerait l'absence de terrasses marines en dehors des cordons dunkerquiens. Les formations, considérées comme étant des plages soulevées par certains chercheurs, ne présentent, en effet, aucun caractère marin, ni à l'observation sur le terrain, ni à l'examen de

laboratoire. Ce sont simplement des dépôts volcanico-torrentiels. Par suite de cette subsidence, on aurait eu juxtaposition, en un glacis de piémont, de formations d'âges divers à des altitudes peu différentes, parfois même superposition de dépôts récents à des formations antérieures, ce qui semble bien être le cas au moins en certains secteurs.

De telles déformations récentes, dans un pays affecté par un paroxysme volcanique explosif, sont vraisemblables. Des arguments géomorphologiques nous incitent à les admettre. En effet, le littoral du Salvador se compose de deux grandes plaines, constituées par des glacis de piémont, séparées par un bloc montagneux tombant sur la mer par des falaises verticales atteignant 100 m de haut. Dans cette région, les caps s'alignent remarquablement et sont séparés par des anses très peu enfoncées dans les terres, correspondant seulement au débouché de torrents dont le cours inférieur a été un peu ennoyé par la transgression flandrienne. Or ces falaises dominent directement une plate-forme continentale très unie et peu profonde (moins de 40 m de fond). Elles subissent par ailleurs une violente attaque de la mer, qui met à profit les différences de résistance des laves et des formations fluvio-volcaniques. Si cette côte subissait l'érosion marine depuis longtemps, ces différences de résistance donneraient des caps et des baies plus décalés les uns par rapport aux autres. La plate-forme continentale serait aussi une surface d'abrasion, plus accidentée et en pente plus forte qu'elle n'est. Nous inclinons donc à voir dans ces falaises un abrupt de faille récent ayant soulevé le massif de la Cumbre et abaissé la plate-forme

littorale, d'autant plus que le même talus se continue, parfaitement rectiligne et étonnamment raide, vers l'Est au-delà de la Libertad et vers l'Ouest au-delà de Mizata. A son pied s'étendent les formations flandriennes. Par ailleurs, le sommet du talus est constitué par une série de replats entaillés dans les formations volcaniques et caractérisés par de puissants sols rouges qui ne se retrouvent plus en contrebas. Le long même de la côte, ces replats montent de 40 m d'altitude environ à l'Ouest, près de l'extrémité de l'escarpement, à environ 150 m au centre, là où les falaises sont les plus hautes, et redescendent ensuite vers 60 m à la Libertad. Or, leur distance de la mer ne change pas : s'ils avaient été façonnés sous l'effet d'une disposition du rivage analogue à l'actuelle, leur altitude serait plus constante. Or, les mêmes formations à sols rouges épais descendent jusqu'à quelques mètres seulement au-dessus de la plaine littorale à l'W d'Acajutla, vers le Rio Ahuachapio. Il semble donc bien que l'on ait un horst récent tombant directement sur la mer à l'W de la Libertad, flanqué de deux secteurs où les couches plongent au contraire graduellement sous la mer, donnant une plate-forme continentale en pente faible et très unie, recouverte par les épandages de piémont volcanique mis en place pendant les régressions, eux-mêmes fossilisés en partie sous les formations de plaine littorale flandrienne.

Une évolution aussi complexe interdit, jusqu'à plus ample information, toute tentative sérieuse de raccord entre la chronologie locale, fondée sur les paléosols, et les phénomènes plus généraux, oscillations climatiques et variations glacio-eustatiques du niveau marin.

Bibliographie.

- DURR F. et KLINGE H. (1960 a). — Beiträge zur Stratigraphie und zur Paläopedologie des mittleren Salvador. *N. Jahrb. Geol., Pal., Monatsh.* 3, p. 111-132.
- (1960 b). — Die Verbreitung der jüngsten Bims-Aschen um San Salvador, El Salvador, Zentralamerika. *Ibid., Abh.*, Bd CX, p. 393-396.
- GIERLOFF-EMDEN H. G. (1959). — Die Küste von El Salvador. Eine morphologisch-ozeanographische Monographie. *Acta Humboldtiana*, ser. Geogr.-Ethnogr., n° 22, 183 p., 38 fig., 22 pl. h. t., 14 cartes.
- MEYER-ABICH H. (1956). Los volcanes activos de Guatemala y El Salvador. *An. Serv. geol. nac. El Salvador*, Bol. 3, p. 1-102. 20 fig., pl. I-XXVII.
- (1960). — El Salvador. In *Lexique stratigraphique international*, vol. V, fasc. 2 a (Amérique centrale), p. 99-128, 1 carte, 1 coupe. Paris, Centre nat. Rech. scient.
- WEYL R. (1957). — Las tobas fundidas de la cadena costera. *Com. Inst. trop. Inv. cient.*, vol. VI, n° 1, p. 1-19, 2 fig., 2 tabl., 12 phot.
- (1961). — Die Geologie Mittelamerikas (Beitr. zur reg. Geol. der Erde). Berlin, Borntraeger, xv + 226 p., 61 fig.
- WILLIAMS H. et MEYER-ABICH H. (1953). — El origen del Lago Ilopango. *Com. Inst. trop. Inv. cient.*, año 2, n° 1, p. 1-8, 2 cartes.
- (1955). — Volcanism in the southern part of El Salvador with particular reference to the collapse basins of Lakes Coatepeque and Ilopango. *Univ. California, Publ. geol. Sci.*, vol. XXXII, n° 1, p. 1-64, 7 fig., pl. 1-8.

Manifestations de desquamation observées en Rhodésie du Sud et en Haute-Égypte

par Louis DUBERTRET *.

Sommaire. — Il s'agit d'une dégradation de reliefs se produisant selon deux processus fort différents. En Rhodésie du Sud, des bombements granitiques s'écaillent par lames courbes, pouvant atteindre des centaines de mètres de longueur et 8 à 10 m d'épaisseur. Le phénomène est attribué à une détente de tensions internes se faisant au fur et à mesure des progrès de l'érosion.

En Haute-Égypte, c'est le bord du plateau des grès de Nubie que traverse le Nil de Wadi Halfa à Assouan qui se dégrade par lames inclinées de 60° par rapport à l'horizontale. Le grès étant à peine cimenté, presque sableux, le phénomène est attribué à un tassement par gravité.

La desquamation, ou dégradation de la roche en surface par écailles, évoque à première vue l'intervention de causes externes, l'insolation par exemple. C'est pourquoi deux manifestations dues à des causes d'un autre ordre présentent de l'intérêt.

1. DESQUAMATION DE GRANITES EN RHODÉSIE DU SUD, particulièrement dans la région de Zimbabwe (à 25 km au SSE de Fort-Victoria). — Des granites variés occupent une place dominante dans la géologie du centre et du Sud de la Rhodésie du Sud. Ils affleurent tout le long de la route de Salisbury à Fort-Victoria (250 km à vol d'oiseau). Le haut plateau, de 1 500 m d'altitude à Salisbury, s'abaisse et s'anime doucement vers le Sud. Aux portes de la capitale, de gros blocs de granite, aux formes arrondies, parfois empilés les uns sur les autres, paraissent comme posés sur la savane. Plus au Sud, pointent çà et là, au pied des empilements de blocs, des bombements granitiques peu marqués, qui au choc rendent un son creux : les carrières qui y ont été ouvertes révèlent une structure en écailles courbées parallèlement à la surface, les plus externes ayant 0,10-0,15 m d'épaisseur.

A 25 km au SSE de Fort-Victoria se trouvent les mystérieuses ruines de Zimbabwe, remontant, d'après l'examen des bois, à environ un millier d'années : elles sont construites en plaquettes de granite d'épaisseur uniforme, soigneusement appareillées. La régularité de ces plaquettes surprend, mais de toute évidence elles n'ont pas

été taillées dans du granite compact, mais prélevées à l'écaille externe des bombements granitiques des alentours.

Les formes bombées du granite apparaissent très marquées dans la vallée voisine de la rivière Militkwe. Celle-ci est encaissée d'une centaine de mètres sous la surface du paysage. Ses versants, nus, patinés de noir, plongent avec une vigoureuse courbure vers le lit, où ils se juxtaposent en V. Ils s'écaillent par puissantes lames de toute la hauteur du versant et atteignent 8-10 m d'épaisseur. Il est clair qu'au fur et à mesure de l'approfondissement du lit, de nouvelles lames se détachent : celles-ci sont en puissance dans la roche massive. Les lames se désagrègent sur leurs bords, des blocs anguleux s'en détachent et s'amassent dans le lit.

Détail curieux : certains bombements sont juxtaposés comme deux bulles de savon et se recoupent selon une arête creuse et nette.

Cette morphologie si particulière, si prononcée, des granites de la route de Salisbury à Fort-Victoria et de Zimbabwe est à rapprocher, sans aucun doute, des *coupoles granitiques* visibles dans la région, bien que celles-ci soient considérablement plus grandes, puisqu'elles s'élèvent jusqu'à des centaines de mètres au-dessus de la plaine. Elles montrent également de curieuses juxtapositions de bombements, de coupoles incomplètes, parfois le long de surfaces qui pa-

* Note présentée à la séance du 10 avril 1961.

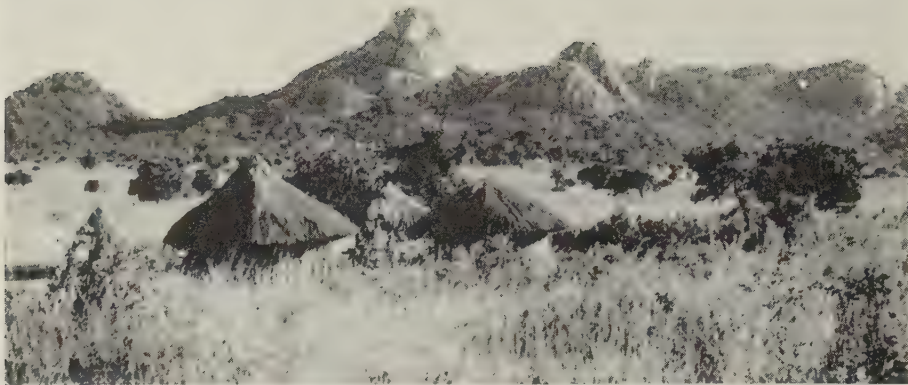


FIG. 1. — Coupoles granitiques.
Région de Fort-Victoria (Rhodésie du Sud).

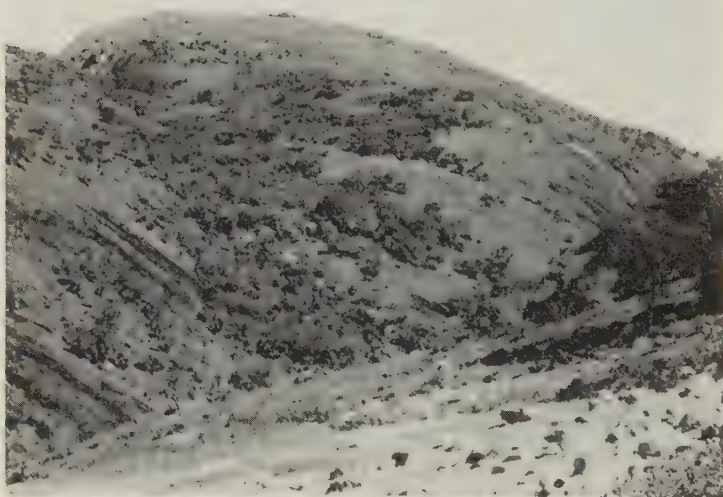


FIG. 2. — Vallée de la rivière Mtilikwe,
près de Zimbabwe.
Versants granitiques bombés.



FIG. 3. — Même vallée.
Desquamation du granite, détail.

raissent planes et uniformes et font penser à des failles.

L'explication de formes aussi imposantes ne peut être cherchée par exemple dans l'insolation. Cette morphologie particulière du granite doit tenir à une propriété, peut-être à une structure interne, et l'on songe forcément aux conditions de genèse de ces granites, qui sont intrusifs.

Le processus de l'érosion d'une vallée, telle celle de la rivière Militkwe, reste problématique : est-ce le seul creusement du lit qui déclenche le processus d'écaillage ? le cours d'eau provoquerait-il les mêmes formes sur n'importe quel tracé voisin, ou bien au contraire le tracé du cours d'eau est-il déterminé par une structure préexistante ?

Parmi les explications auxquelles on songe, la plus raisonnable paraît être la relaxation de tensions internes dans les couches superficielles du granite. Mais ces tensions remontent-elles à la mise en place du granite, sont-elles de même nature que les tensions à l'intérieur d'un verre non recuit, ou bien se sont-elles développées seulement sous la charge des terrains ? Une réponse serait peut-être donnée par la recherche du type de massifs où se développent des formes bombées et des coupoles. Mentionnons qu'elles se manifestent en particulier dans du gneiss-migmatite conservant encore une structure litée, du massif de la Guyane.

2. DESQUAMATION DES GRÈS DE NUBIE DANS LA VALLÉE DU NIL, EN HAUTE-ÉGYPTE. — De Wadi Halfa, où il pénètre en territoire égyptien, jusqu'à Assouan (de 22° à 24° de latitude), le Nil s'écoule à travers un plateau gréseux complètement désertique. Encaissée dans le plateau, la vallée est encadrée de falaises, qui, du fait des ondulations imperceptibles du plateau, tantôt s'approchent du fleuve, tantôt s'en éloignent en faisant place à une étroite terrasse et à de plus larges aires de sable mouvant. Le vent, en effet, chasse du sable sur le plateau et le rabat dans la vallée.

À 30 km à l'aval de Wadi Halfa et rive gauche, le plateau gris-rose, légèrement doré, tombe directement sur l'eau bleue du Nil. Le site est saisissant. Deux façades de temples sont sculptées là dans la paroi gréseuse, haute de 70 m : la plus grande s'élève à 32 m sur 37 m de large ; en arrière, jusqu'à 60 m de profondeur, des chambres ont été creusées dans la roche, leurs parements sont sculptés et peints. *Le grand temple de Ramsès II* commémore les événements politiques et militaires de l'époque, entre autres, la victoire sur les Hittites à Kadech (Syrie, près de Homs)

en l'an 1285 av. J.-C. ; le *petit temple* est dédié à son épouse, la *princesse Nefertari*. Le lieu appelé aujourd'hui Abou Simbel, a été découvert, ensablé, par l'explorateur suisse J. L. Burckhardt en 1813.

Le remous du barrage actuel du Nil atteint Abou Simbel. La retenue du nouveau grand barrage en construction, le Sadd el Ali, noiera définitivement les deux monuments, parmi les plus précieux de l'Égypte antique, à moins d'une intervention, que le gouvernement de la R. A. U. et l'U.N.E.S.C.O. conjointement cherchent à définir¹. Elle peut consister à isoler les temples de la retenue, par une digue elliptique prenant appui sur la rive (gauche) à l'amont et à l'aval du site ; ou bien on découperait le massif portant les façades et contenant les chambres intérieures, en le plaçant sur un radier général et on le soulèverait au moyen de vérins jusqu'à la surface du plateau, 70 m plus haut.

Ce problème précis et la préoccupation plus générale de sauvegarder les monuments de l'Égypte antique a conduit à examiner de près les roches qui les constituent et les causes de leur désagrégation.

Le plateau que traverse le Nil de Wadi Halfa à Assouan est formé de *grès de Nubie*, constitué de grains de quartz de granite et de traces d'oxyde de fer, qui donnent à la roche une certaine cohésion. Celle-ci est de structure lenticulaire, les lentilles étant composées de petites strates fortement et régulièrement inclinées : le dépôt a eu lieu dans une eau peu profonde, animée de forts courants. Sur les 70 m de hauteur de falaise d'Abou Simbel sont visibles quelques niveaux d'argile gris-bleu, de quelques centimètres d'épaisseur, intercalés entre les bancs gréseux.

Le ciment ferrugineux se trouve dans le grès en traces si infimes qu'en pleine masse la roche est presque un sable bien tassé. Mais une certaine exsudation donne aux surfaces exposées à l'air une cohésion un peu plus marquée. Pourtant, immergé dans l'eau et soumis à une pression suffisante, le grès se résout en sable.

Le bord du plateau gréseux montre une structure extrêmement tranquille. Les strates sont subhorizontales, elles ne sont pas diaclasées. Mais il est très apparent qu'il se dégrade par grands pans obliques. En arrière des plans de décollement apparaît la surface du grès massif, continue et lisse, la lame rocheuse en avant est capricieusement morcelée. La pente des surfaces de décollement est de l'ordre de 60° (de l'horizontale).

1. Courrier de l'U. N. E. S. C. O., n° spécial, févr. 1960.



FIG. 1 à 3.

Abou Simbel, sur les rives du Nil en Haute-Égypte.
Temples de Ramsès II et de son épouse Nefertari,
sculptés dans le bord du plateau gréseux. Desqua-
mation de ce bord par gravité (détail, fig. 2).



L'effondrement de la lame superficielle, une desquamation, fait songer à la pente d'équilibre d'un tas de sable.

Les mêmes grès de Nubie, de pétrographie identique, donnent sous d'autres conditions tectoniques ou climatiques une morphologie fort différente. Ainsi à l'E du golfe d'Akaba, sous climat aussi désertique qu'en Nubie, ils se développent avec 900 m d'épaisseur au-dessus d'une péninsule granitique et s'étendent du Cambrien jusqu'au Turonien. Le paysage, féerique, une forêt de pains de sucre rouges se poursuivant vers le Sud jusqu'à l'horizon, s'explique par décollement par grands pans verticaux le long d'un réseau

de diaclases orthogonales, dont la présence ne surprend pas dans ce pays de grandes failles.

Dans la montagne du Liban où les précipitations, limitées à une courte saison d'hiver, atteignent 1 500 mm/an, le grès est raviné intensément et se présente en versants de pente moyenne.

Ces comparaisons montrent que la desquamation à Abou Simbel tient au très faible degré de cimentation de la roche, mais qu'elle est liée à l'aridité prononcée, à l'absence d'érosion par ruissellement, qui permet la manifestation d'effets de gravité sans interférence avec d'autres causes de dégradation des reliefs.

Observation.

M. BELLAIR signale que des écaillages analogues à ceux des granites de Rhodésie sont courants au Hoggar (batholithé d'In Ekker, par exemple) et en Mauritanie (à Fort-Trinquet, où la majeure partie des remarquables inselbergs

de la région montre le phénomène). Ils sont particulièrement nets dans les granites fins (Taourirt) à gros grains, recoupés par des filons à grains plus fins. On peut peut-être incriminer des phénomènes de détente.

Données nouvelles sur le Crétacé subbétique au Sud-Est de Caravaca (prov. de Murcie, Espagne)

par Jacques PAQUET *.

Sommaire. — Les Sierras de Quipar et de la Peña Rubia, au S de Cehegin, présentent une série vraisemblablement complète du Crétacé inférieur et moyen. Le passage Tithonique-Berriasien a été mis en évidence ainsi que l'existence des différents termes du Néocomien et du Barrémien. L'Aptien n'a pu être défini de façon certaine. L'Albien, lui, est sous forme de marnes bleues micacées avec une faune d'Ammonites pyriteuses.

A quelques kilomètres au S du front de chevauchement du Subbétique sur le pays constitué par la Sierra de la Puerta, à l'E de Caravaca et à peu de distance de Cehegin, s'étend un vaste synclinal formant la Loma de Solana. Le cœur de ce synclinal est occupé par la vallée du Rio Quipar. Suivant les endroits, ce sont les différents étages du Jurassique et du Crétacé qui se trouvent être en situation anormale sur le pays triasique dont le contact au Nord, sur le Prébétique, constitue le front du Subbétique (fig. 1).

De nombreuses coupes effectuées sur le versant septentrional de la Sierra de Quipar et des observations faites dans la Sierra de la Peña Rubia, au S de Cehegin, m'ont permis de définir les différents étages du Crétacé inférieur et moyen.

Le Barranco de la Puerta, 1,5 km au N de la borne 10 de la route de Cehegin à La Paca ainsi que le Barranco de la Casa del Garranchal, 3 km au NE, tous deux perpendiculaires à la direction générale de la Sierra de Quipar, donnent une bonne coupe des termes crétacés.

On a donné jusqu'à maintenant [Fallot, 1945, 1948; Foucault, 1960] aux assises subbétiques, du Lias moyen au Maestrichtien, un caractère assez profond, ce qui les différencie nettement des assises prébétiques de caractère franchement plus détritique, en résumé de faciès toujours peu profond. De plus, dans le domaine subbétique, les points d'observations du Crétacé moyen sont très peu nombreux et il a fallu souvent attribuer au Crétacé moyen des séries stériles.

La succession des couches du Jurassique supérieur a été décrite en détail par le géologue espagnol Jiménez de Cisneros [1911] et par P. Fallot [1945].

LE BERRIASIEN. — Je l'ai rencontré à la terminaison sud de la Sierra de la Peña Rubia, au

niveau de la confluence du Barranco de Canada Lengua et du Rio Quipar.

Le Tithonique que j'ai identifié est représenté par des calcaires rouges de type andalou, plus ou moins noduleux et bréchiques. J'y ai rencontré de nombreux Oursins et les Ammonites suivantes : *Berriasella* sp., *Haploceras* cf. *elimatum* OPP., *H.* cf. *carachteis* ZEUSCHNER, *H.* cf. *staszycii* ZEUSCHNER, *Himalayites* cf. *rhodanicum* MAZENOT, *Phylloceras* *ptychoicum* QU., *Ph.* *silesianum* OPP., « *Perisphinctes* » *fischeri* KILIAN¹.

Sur ces calcaires rouges reposent des marnes et marno-calcaires envahis d'une façon plus ou moins régulière par une teinte rouge ou ocre. Dans ce niveau, j'ai récolté *Berriasella diphyoides* D'ORB., *B.* gr. *picteti* JACOB, *B. privasensis* PICT., *Neolissoceras grasi* (D'ORB.), *Pygope diphyoides* D'ORB.; cette faune est typiquement berriasienne. P. Fallot [1943] attribue à des calcaires jaunâtres à Oursins et à des marno-calcaires violacés avec Oursins de la faune de Stramberg un âge tithonique supérieur. Le passage entre Tithonique supérieur et Crétacé inférieur est donc bien continu. On observe simplement un changement progressif de la sédimentation qui, essentiellement calcaire au Tithonique supérieur, devient à prédominance marneuse au Berriasien. On retrouve facilement ces termes marneux rouges vers le Sud-Ouest, sur le flanc nord-ouest de la Sierra de Quipar. Ces niveaux rouges de passage ont quelques mètres d'épaisseur. On note, à l'extrémité sud de la Sierra de la Peña Rubia, la présence de blocs de toutes tailles, jus-

* Note présentée à la séance du 8 mai 1961.

1. Les Ammonites ont été aimablement déterminées par R. Enay pour le Malm et par R. Busnardo pour le Crétacé inférieur et moyen.

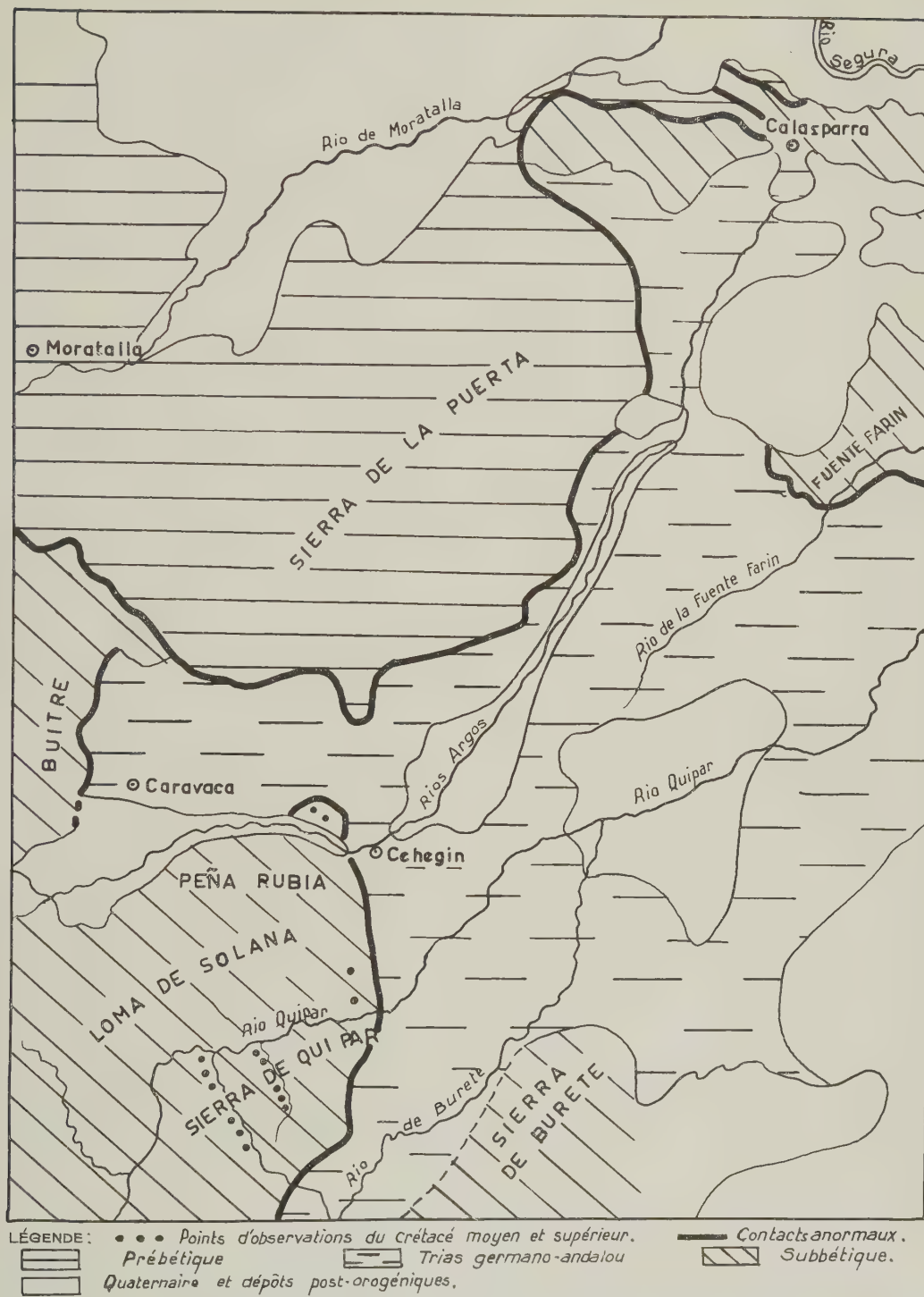


FIG. 1. — Esquisse géologique de la région comprise entre Caravaca et Calasparra (prov. de Murcie, Espagne).
Échelle : 1/150 000°.

qu'à 1 m³, vraisemblablement jurassiques, remaniés dans les marnes de la base du Crétacé.

LE VALANGINIEN. — Le Valanginien inférieur est représenté par la partie supérieure des niveaux marneux rouges. J'y ai récolté *Holcophylloceras calypso* (D'ORB.), *Neolissoceras grasi* (D'ORB.), *Thurmanniceras pertransiens* SAYN, *Th. sp.* Le Valanginien supérieur est bien développé dans le Barranco de la Casa del Garranchal; ce sont des marno-calcaires gris-bleu, gris crème en altération, de 50 m de puissance environ, avec : *Neocomites neocomiensis* (D'ORB.), *Neolissoceras grasi* (D'ORB.), *Kilianella roubaudi* (D'ORB.), *Leopoldia biassalensis* KARAK...

On note la présence d'un banc à phénomènes de « slumping » à la base de cette série. Il est nettement visible de la Casa del Garranchal jusqu'à l'extrémité sud de la Peña Rubia.

Le Valanginien est donc représenté principalement par 50 m environ de marno-calcaires gris crème. Il semble qu'il subisse une réduction notable d'épaisseur vers le Sud-Ouest.

L'HAUTERIVIEN ET LE BARRÉMIEN. — Ces deux étages sont sous le faciès de marno-calcaires gris crème. On note l'apparition de grains de quartz détritiques dans ces sédiments marneux. Le Barrémien [Fallot, 1943] est représenté par des niveaux marneux, un peu gréseux, avec *Desmoceras difficile* D'ORB. et une grande quantité de *Cancellophycus* à la surface des bancs.

J'ai mis en évidence un Barrémien sous forme de marno-calcaires gris-bleu dans une unité tectonique probablement inférieure à celle constituée par la Loma de Solana et ses dépendances. Au NW de Cehegin affleure ce Barrémien directement sur le Trias, avec *Barremites strettostoma* (UHLIG), *Pulchellia* gr. *compressissima* (D'ORB.), *Pseudothurmannia* aff. *angulicostata* (D'ORB.).

L'APTIEN. — L'Aptien subbétique est défini en très peu d'endroits. On lui accorde généralement un caractère profond. Il est, en effet, sous forme de marnes encadrées par des marnes à Ammonites pyriteuses du Néocomien et des

marnes à Rosalines du Crétacé supérieur. Il se trouve que, dans la coupe du Barranco de la Puerta, sous un Albien inférieur très bien daté par des Ammonites pyriteuses et un Barrémien probable, s'intercalent quelques mètres de grès roux, en plaquettes micacées avec pistes de Vers alternant avec des marnes sableuses micacées. Il s'agit là d'un dépôt détritique. On ne peut le dater avec certitude vu l'absence de faune. Il se pourrait fort bien qu'il s'agisse là de grès aptiens mais ce niveau peut être également barrémien supérieur.

L'ALBIEN. — Au-dessus des grès roux repose une série essentiellement marneuse constituée de 80 m au moins de marnes bleues, micacées, avec une faune pyriteuse : *Kossmatella* gr. *agassizi* (PICTET), *Latidorsella latidorsata* MICH., *Puzosia quenstedti* PAR. et BONAR., *Phyllopachyceras baborense* (COQ.), *Salfeldiella aptiense* (SAYN), *Tetragonites timotheanum* (PICTET).

L'Albien, et particulièrement l'Albien inférieur, est donc représenté. Comme l'Aptien, l'Albien a été caractérisé en très peu d'endroits dans le domaine subbétique. A la Fuente Farin, 8 km au S de Calasparra, c'est-à-dire à 20 km au NE du secteur étudié ici, P. Fallot [1948] a cependant mis en évidence des marnes vertes albiennes avec *Kossmatella agassizi* PICTET.

Il faut remarquer que la présence de nombreuses paillettes de muscovite dans les marnes bleues albiennes semble attester la continuité de la sédimentation plus ou moins détritique entre Barrémien et Albien.

CONCLUSION. — Le passage de la sédimentation calcaire du Jurassique à la sédimentation marneuse du Crétacé s'effectue progressivement pendant la fin du Tithonique supérieur et le début du Crétacé inférieur. Il faut noter la présence, dans les séries marneuses du Crétacé inférieur et moyen, de passées gréseuses, dans le Barrémien et peut-être dans l'Aptien. Le faciès à Ammonites pyriteuses, rencontré généralement dans le Néocomien, s'observe dans la région considérée jusque dans l'Albien, comme aux îles Baléares.

Bibliographie.

- FALLOT P. (1943). — El sistema cretácico en las cordilleras béticas. Madrid, Cons. sup. Invest. cient., *Mem. Inst. Lucas Mallada*.
 — (1945). — Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor. *Ibid.*
 — (1948). — Les Cordillères bétiques. *Est. geol.*, n° 8, p. 83-172.
 FOUCAULT A. (1960). — Sur le Tithonique et le Crétacé inférieur dans la région de Huescar. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 227-229.
 JIMENEZ DE CISNEROS D. (1911). — Excursiones a las Losillas y a al Collado de la Plata en el término de Caravaca. *Bol. real. Soc. esp. Hist. nat.*, p. 187-199.

Données nouvelles sur la stratigraphie du Grand-Cabri et du Cengle (Bouches-du-Rhône)

par Georges CORROY et Fernand TOURAINE*.

Sommaire. — Contrairement à l'opinion admise depuis les travaux de L. Collot [1880], le Grand-Cabri n'est pas constitué entièrement par le calcaire de Saint-Marc (Thanétien). Si la partie occidentale, affaissée par l'accident Bimont-Saurine, est formée par ce calcaire lacustre, tout l'entablement de la colline orientale correspond à la barre subhorizontale de Meyreuil (Montien). Or, cette dernière trouve son prolongement naturel dans la lentille de Beaurecueil au sein des marnes montiennes du Cengle.

Il s'ensuit que la barre principale dessinant la cuesta du Cengle, supérieure aux formations précédentes et considérée jusqu'alors comme sparnacienne, devient équivalente du calcaire thanétien de Saint-Marc, ainsi que les marnes sus-jacentes à œufs d'Oiseaux. Quant au dôme terminal, c'est lui qui représente le Sparnacien et peut-être l'extrême base du Lutétien inférieur.

Après les minutieuses études de L. Collot [1880] sur le Crétacé supérieur et le Tertiaire continental et lacustre du bassin d'Aix, G. Vasseur [1897] avait apporté des compléments locaux fort intéressants et laissé à sa mort, en 1915, une carte inédite de la région au 50 000^e.

Depuis cette époque, tous les géologues provençaux ont accordé une totale confiance aux délicates observations de ces auteurs, du fait surtout que les principaux horizons décrits jusqu'alors étaient très peu ou pas fossilifères (cf. G. Corroy [1957 a]).

La découverte d'œufs de Dinosaures dans certains niveaux réputés stériles et attribués à l'Éocène inférieur ont fait d'abord placer ces derniers dans le Danien (A. F. de Lapparent, R. Dughi, F. Sirugue ; G. Corroy [1957]).

En 1959, des découvertes de coquilles d'œufs de grands Oiseaux dans des strates supérieures à celles des pontes reptiliennes apportaient de nouveaux arguments paléontologiques [Dughi et Sirugue, 1959 ; Fabre-Taxy et Touraine, 1960]. Enfin, récemment, l'un de nous [Touraine, 1961] découvrait de très nombreux gisements de ces débris de coquilles d'œufs d'Oiseaux, notamment sur le plateau du Cengle et dans le Thanétien, bien daté par L. Collot, en un vallon rive droite de l'Arc, entre Saint-Marc et Langesse.

Ces faits très importants ont dès lors permis de mettre en doute les équivalences soulignées par Collot entre sa coupe classique de la cluse de l'Arc et la constitution de la colline du Cengle,

si caractéristique du paysage aixois, avec ses couches horizontales étalées au pied méridional de la Montagne Sainte-Victoire. C'est ainsi que la barre calcaire principale du Cengle, attribuée par le géologue aixois à un niveau élevé de l'Éocène inférieur, est recouverte par des argiles rutilantes devenues obligatoirement thanétiennes par la multitude de coquilles d'œufs qu'elles renferment. D'où provient l'erreur initiale, entérinée par une « transmission héréditaire » de cette croyance depuis quatre-vingts ans ?...

Rappelons d'abord brièvement la coupe classique de Collot sur les bords de l'Arc, extraite de son ensemble comprenant, à la base, le célèbre Crétacé fluvio-lacustre de Valdonne-Fuveau, et au sommet le Miocène d'Aix-en-Provence [Corroy, 1957 a, p. 23 et fig. 7].

Pour Collot, la série crétacée se termine par des grès à Reptiles que surmonte la barre calcaire à *Bauxia*, dite de Rognac ou de Rousset (Rognacien). Commence alors une succession homogène de faciès tertiaires, lacustres, fluviaux et continentaux : argiles rutilantes, marnes gréseuses, grès, poudingues (La Galante) et barre calcaire de Vitrolles à *Physa montensis* et Unios (Vitrollien = Montien), recouverte par de nouvelles argiles rutilantes azoïques. Au sein de ces dernières, Collot avait en outre remarqué, près

* Note présentée à la séance du 5 juin 1961.

de Meyreuil, une récurrence des faciès précédents avec une petite barre calcaire secondaire.

Vient alors une nouvelle barre importante, celle de Saint-Marc, à *Physa prisca* (= Thanétien), des argiles rutilantes azoïques, des calcaires dits de Langesse à *Physa praelonga* (= Sparnacien, Yprésien ?), puis du Montaiguët à *Planorbis pseudo ammonius* (= Lutétien inférieur), avec un horizon inférieur, dit de Palette à Vertébrés, étudié par Vasseur¹. Cette succession se termine, aux portes d'Aix, par les calcaires de Cuques, à faune du Lutétien moyen, au-dessus desquels une importante discordance sépare cet Éocène incomplet des formations oligocènes sus-jacentes.

A cette coupe fondamentale, Collot raccorda les séries du Cengle, séparées de la cluse de l'Arc par la dépression de Beaurecueil. Pour lui, la lentille calcaire, dite de Beaurecueil, se présentait comme une terminaison vers l'Est de la barre de Saint-Marc. Dès lors, la barre principale du Cengle était équivalente de celle de Langesse et le dôme surmontant le plateau devenait égal aux horizons du Montaiguët.

Face à ces données, la découverte des œufs de Dinosaures terminant leur évolution mondiale dans le Crétacé, la limite Crétacé-Tertiaire fut reportée à la base du calcaire de Vitrolles avec le poudingue de La Galante, ainsi que nous l'avons exposé plus haut. La découverte des pontes d'Oiseaux, toujours au sein des argiles rutilantes supérieures à la barre de Saint-Marc (Thanétien) pose donc, pour le raccord du Cengle, le problème envisagé. Il devenait alors impérieux de suivre pas à pas les séries intermédiaires entre les deux coupes, c'est-à-dire la région du Grand-Cabri, comprise entre Langesse et le Cengle.

Le Grand-Cabri est une modeste colline qui, de l'Arc à l'aval de la Saurine, s'allonge vers le Nord-Est et se termine face à la barre du Cengle dont elle est séparée par la vallée du Bayon, près de Beaurecueil.

Examinons l'ensemble de la région, en commençant par la base de la coupe au SE du Grand-Cabri.

1. VALLÉE DE L'ARC (fig. 1 B). — Le Montien débute par le poudingue de La Galante (puissance : 1 à 2 m) que surmonte le calcaire de Vitrolles, à *Physa montensis*, formant une barre franchie par l'Arc entre la Galante et le pont de Bayeux (puissance en ce lieu : 30 m environ). On sait que, vers l'Est, la barre de Vitrolles s'effile et disparaît.

Au-dessus du calcaire de Vitrolles se développent d'épaisses marnes rouges azoïques (puis-

sance : 100 m environ) que nous qualifierons de marnes montiennes inférieures².

Elles sont recouvertes par une nouvelle petite barre calcaire — la barre de Meyreuil — généralement formée de calcaires marneux, grumeleux, tendres, de teinte gris foncé. Ces calcaires reposent en réalité sur un horizon très constant de marnes blanches, de même qu'ils sont très souvent couronnés par une mince corniche silicifiée. La puissance de cette barre varie suivant les lieux : à Valabre, 4 à 5 m ; à Roman, 7 à 8 m ; à Meyreuil même, elle fait défaut, pour ne réapparaître vers l'Arc qu'en îlots sporadiques. Jusqu'alors, on considérait cette barre comme un faciès limité aux environs de Meyreuil. Or, nous allons la retrouver au Grand-Cabri, 8-12 m, puis au Cengle, 12 m.

Le Montien se termine par une nouvelle succession de marnes rouges azoïques : les marnes montiennes supérieures (puissance : 40 à 50 m).

Le Thanétien débute ensuite par l'importante barre de Saint-Marc, que l'Arc franchit en une nouvelle gorge, très étroite, entre Saint-Marc et la Saurine : calcaire compact, dur, à grain fin, à cassure claire, en gros bancs (puissance : 30 m). Il est caractérisé paléontologiquement par la présence de *Physa prisca*. Deux vires, généralement recouvertes de végétation, le partagent en trois parties sensiblement égales. La vire inférieure est la moins apparente. Au contraire, la vire supérieure, plus épaisse, est toujours très nette. Toutes deux sont constituées par des marno-calcaires noduleux rose vif.

Le Thanétien se termine par des marnes rutilantes dans lesquelles furent trouvées les coquilles d'œufs d'Oiseaux de très grande taille. On peut aujourd'hui les considérer comme caractéristiques des marnes thanétiennes en Provence occidentale. Vers le sommet, ces marnes deviennent grises sur une faible épaisseur, et il est impossible de préciser si elles passent à des niveaux de base du Sparnacien. La puissance de la série marneuse est d'une trentaine de mètres.

La cluse de l'Arc s'ouvre alors en direction de Palette, et de nouveaux calcaires lacustres, souvent riches en silex, représentent le Sparnacien : ce sont les calcaires de Langesse à *Physa praelonga*.

1. En 1927, Ch. Depéret attribuait au gisement de Palette un âge yprésien (selon un renseignement communiqué par M. Thorral en 1950).

2. Ne pas confondre ces marnes montiennes inférieures avec les marnes appelées « vitrolliennes inférieures » à la suite de L. Collot, celles-ci étant attribuées désormais au Danien depuis la découverte des œufs de Dinosaures à ce niveau.

2. LE GRAND-CABRI (fig. 1 A). — Sa partie sud-ouest est visiblement formée par la barre de Saint-Marc. On se trouve d'ailleurs au lieu dit « Saint-Marc » sur le gisement qui a donné son nom à la formation. Or, L. Collot pensa que toute la colline était formée par ce même calcaire ; et,

sur la foi de cet excellent stratigraphe, tous les auteurs successifs ont admis la même interprétation.

Cependant, lors de la construction du barrage de Bimont à 3 km NE du Grand-Cabri, une faille importante fut reconnue à l'aval de l'ancrage

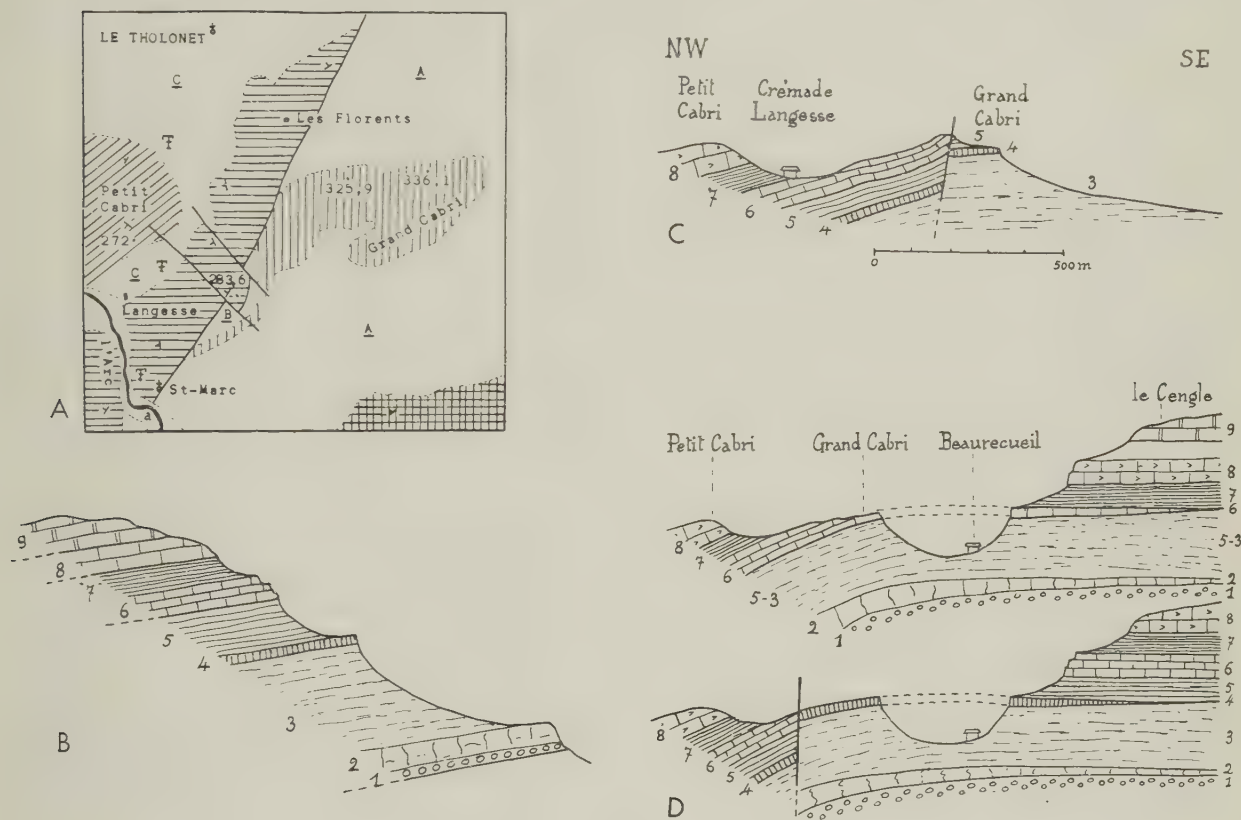


FIG. 1.

A : Carte au 30 000^e de la région du Grand-Cabri et de Saint-Marc. — *Montien*. Quadrillé : barre de Vitrolles ; A : marnes rouges inférieures ; traits verticaux : barre de Meyreuil ; B : marnes rouges supérieures. — *Thanétien*. Traits horizontaux : barre de Saint-Marc ; C : marnes rouges à œufs d'Oiseaux. — *Sparnacien*. Traits obliques : calcaires de Langesse.

B : Succession stratigraphique type de l'Éocène inférieur et moyen du bassin d'Aix (cluse de l'Arc).

C : Coupe du Grand-Cabri, passant immédiatement au Sud du décrochement de la cote 283,6 (hauteur doublées).

D : Schémas de correspondance des séries éocènes du bassin d'Aix, entre le Petit-Cabri, le Grand-Cabri et le Cengle, d'Ouest en Est. En haut : interprétation de L. Collot ; en bas : nouvelle interprétation.

Légende des figures B, C, D. *Montien*. 1 : poudingue de la Galante ; 2 : barre de Vitrolles ; 3 : marnes rouges inférieures ; 4 : barre de Meyreuil ; 5 : marnes rouges supérieures. — *Thanétien*. 6 : barre de Saint-Marc ; 7 : marnes rouges à œufs d'Oiseaux. — *Sparnacien*. 8 : calcaires de Langesse. — *Lutétien inférieur*. 9 : calcaires du Montaigu.

[Corroy, 1953]. D'orientation NNE-SSW, elle sépare les formations détritiques entre le Tholonet et les Grands Creux, puis affecte la bordure occidentale du Grand-Cabri, depuis les abords des Florents jusqu'à la cluse thanétienne entre Saint-Marc et Langesse, où l'accident disparaît. Sur le trajet de la faille, à l'E de Langesse et la Bouscatière, le massif, très boisé encore à l'é-

poque, montrait çà et là quelques affleurements de calcaires durs, qui furent considérés comme thanétiens, à l'W et à l'E de l'accident non remarqué par Collot³.

Or, à la suite de déblaiements effectués au-

3. En 1960, un lever de carte au 20 000^e d'un excellent élève de l'École nationale supérieure du pétrole, M. Bastien, apporta dans ce secteur la même conclusion.

dessus de la corniche même de Saint-Marc, au passage du grand collecteur des eaux issues du barrage, situé en bordure même de l'accident, nous avons remarqué d'abord la présence de marnes rougeâtres, puis, à l'Est, d'une barre calcaire subhorizontale, différente de celle de Saint-Marc à pendage ouest. C'est précisément cette barre qui s'étale vers le Nord-Est pour donner tout l'entablement du Grand-Cabri, affecté de petites failles de détail au voisinage de l'accident majeur. On s'aperçoit alors que le faciès des deux formations calcaires, à l'Ouest et à l'Est de la faille, est différent. Si, à l'Ouest, le type « Saint-Marc » est indéniable, à l'Est, les calcaires sont plus marneux, devenant parfois grumeleux, et de teinte grisâtre. C'est la barre montienne de Meyreuil qui réapparaît ici, dès les abords de la chapelle Saint-Marc, sous une faible puissance ; puis elle s'épaissit vers le Nord-Est et forme la partie terminale du plateau du Grand-Cabri.

Cette interprétation concorde parfaitement avec un lever de carte et une étude pétrographique en cours, effectués par J. P. Durand, sur les différents faciès de l'Éocène aixois.

L'accident majeur prend donc naissance à la Saurine — propriété riche en eau — passe à la chapelle Saint-Marc, et atteint la cote 230, où apparaissent à l'Est les calcaires de Meyreuil et les marnes rouges susjacentes, alors que sous cette barre, les marnes inférieures s'étendent vers Beaurecueil. A l'Ouest, les calcaires de Saint-Marc affectés de failles secondaires, s'abaissent vers la vallée de l'Arc (fig. 2 C).

En abordant au Nord le petit sommet 283,6, on voit les calcaires se relever à 75° au contact de l'accident. Puis la butte précitée est légèrement décrochée vers l'Ouest par deux accidents sen-

siblement perpendiculaires à la faille d'affaissement du compartiment thanétien.

La lèvre méridionale du décrochement passe immédiatement au N de la Bouscatière, la lèvre septentrionale contre le mas Laugier. Entre ces deux lèvres, le calcaire de Saint-Marc est surélevé : c'est lui qui constitue le petit promontoire sur lequel est bâti, à l'W de la route de Langesse au Tholonet, le mas de la Crémade-Langesse.

L'accident principal se poursuit alors à la base du canal de Bimont, ouvert dans les calcaires montiens de Meyreuil à faible pendage vers l'Ouest, plus durs en ce secteur, mais très diaclasses. Il passe ensuite entre les Florents et les Bonnets, les premiers reposant sur le Thanétien calcaire, les seconds dans le Montien marneux ; le rejet est alors maximal, 200 m environ. Enfin, il se dirige vers l'aval du barrage.

Ainsi, la faille ouest du Grand-Cabri permet déjà de comprendre la structure calme et subhorizontale de ce promontoire avec son prolongement vers le Cengle, et l'affaissement de la région aixoise, transgressée par la mer miocène.

3. LE CENGLE (fig. 1 D). — L. Collot montra avec raison comment les calcaires du Grand Cabri se prolongeaient au sein des marnes de la base du Cengle par une lentille calcaire à l'amont de Beaurecueil. Signalons néanmoins pour mémoire que cette lentille de Beaurecueil s'effile et disparaît à ses deux extrémités : vers le Bouquet d'une part, Chailan d'autre part.

Or, nous l'avons rappelé, L. Collot admettait que le Grand-Cabri était constitué entièrement par le calcaire de Saint-Marc (fig. 1 D, haut). De là découlaient pour le Cengle les équivalences suivantes qui demeurèrent classiques :

Calcaire du dôme, marnes rouges = calcaire du Montaignet	Lutétien
Barre du Cengle = calcaire de Langesse	Sparnacien
Marnes rouges, lentille de Beaurecueil = calcaire de Saint-Marc	Thanétien

Observons cependant que lors de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Marseille, M. Matheron [1864], était alors d'un autre avis. Pour lui, la barre du Cengle était l'équivalent du calcaire de Saint-Marc. Mais son opinion ne prévalut pas.

Nous sommes maintenant en mesure de montrer que l'interprétation de ce « Père de la géologie provençale », comme il fut appelé, concorde avec les observations actuelles (fig. 1 D, bas), et l'on peut rétablir les concordances suivantes :

Calcaires et marno-calcaires du dôme = calcaire de Langesse	Sparnacien
Marnes rouges à œufs d'Oiseaux, barre du Cengle = calcaire de Saint-Marc	Thanétien
Marnes rouges azoïques, lentille de Beaurecueil = calcaire de Meyreuil	Montien

Pourquoi ?

1) Il existe au voisinage de Saint-Antonin, des marnes rouges dans lesquelles l'un de nous (F. T.) a décrit, en collaboration avec S. Fabre-Taxy [1960], des coquilles d'œufs de très grands Oiseaux. Dans la succession des couches redressées à la verticale au pied de Sainte-Victoire, ces marnes sont d'âge thanétien : on les voit en effet nettement recouvertes par les formations sparnaciennes, comme dans la cluse de l'Arc. Et si l'on suit ces marnes vers l'Ouest, elles reposent normalement sur la barre du Cengle. Cette barre ne peut donc pas être sparnacienne, puisque les couches précédentes sont désormais bien datées.

2) Entre la barre du Cengle et les marno-calcaires du dôme se trouvent des marnes rouges, de 30 à 40 m de puissance, largement étalées depuis Subéroque jusqu'à Maurély, en passant par l'Étang, Bayle et les Masques. Or, nulle part ailleurs dans le bassin on ne trouve semblable formation entre le Sparnacien et le Lutétien. Partout, le passage de l'un à l'autre se fait insensiblement dans les calcaires. A la lecture de L. Collot [1880, pp. 96 et 232], on se rend compte que cet auteur fut gêné par la présence insolite de ces marnes.

3) La nouvelle équivalence a trouvé son point de départ dans le fait qui est à rappeler ici [Touraine, 1961] : les marnes rouges du Cengle (Bayle, l'Étang, etc.) renferment d'innombrables coquilles d'œufs de grands Oiseaux. De plus, en suivant ces marnes sur le pourtour de la cuesta du Cengle, on les voit se raccorder exactement à celles du gisement thanétien initial de Saint-Antonin. Enfin, dans tous les autres gisements, connus ou inédits, toutes les observations con-

cordent, pour démontrer que ces coquilles sont caractéristiques du niveau des marnes thanétiennes de Provence occidentale.

Quant au dôme boisé du Cengle, qui, au-dessus des dites marnes, comporte un affleurement discontinu de grès et poudingues, puis des marnes grises avec intercalations de calcaires beiges, enfin des calcaires siliceux azoïques, il resterait à démontrer que toutes ces formations ne dépassent pas le Sparnacien : ce que tendent à démontrer les études en cours de J. P. Durand sur la pétrographie des horizons de Langesse. Cependant, on ne peut encore préciser si la partie terminale du dôme ne comporte pas quelques bancs appartenant à la base du Lutétien inférieur.

CONCLUSIONS. — Le Grand-Cabri lui-même n'est pas constitué par des formations d'âge thanétien, mais d'âge montien. La faille Bimont-Saurine abaisse vers l'Ouest les calcaires à *Physa prisca* de Saint-Marc, surmontés par les marnes rutilantes à œufs d'Oiseaux, et ces dernières sont sous-jacentes directement aux calcaires à *Physa praelonga* de Langesse. La coupe Montien-Thanétien-Sparnacien est complète de la Galante à ce dernier gisement.

D'autre part, sur les pentes du Cengle, la lentille calcaire de Beaurecueil représente l'équivalent de la barre de Meyreuil au sein du Montien marneux. Puis, le Thanétien comprend la barre principale de la cuesta, surmontée par les marnes à œufs d'Oiseaux. Enfin, les marno-calcaires terminaux du dôme correspondent assurément au Sparnacien de Langesse, et peut-être à l'extrême base du Lutétien inférieur.

Bibliographie.

- COLLOT L. (1880). — Description géologique des environs d'Aix-en-Provence. Thèse, Montpellier.
- CORROY G. (1953). — Le souterrain de la Campane. Le barrage de Bimont et les ouvrages annexes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XXII, p. 1.
- (1957 a). — La Montagne Sainte-Victoire. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 251.
- (1957 b). — La limite entre le Crétacé et le Tertiaire en Provence occidentale. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 286.
- DUGHY R. et SIRUGUE F. (1959). — Sur des fragments de coquilles d'œufs fossiles de l'Éocène de Basse-Provence. *C. R. Ac. Sc.*, t. 249, p. 959-961.
- FABRE-TAXY S. et TOURAINE F. (1960). — Gisements d'œufs d'oiseaux de très grande taille dans l'Éocène de Provence. *Ibid.*, t. 250, p. 3870-3871.
- MATHERON M. (1864). — Compte-rendu de la course de Marseille à Aix par la Pomme. Réunion extraordinaire de la Soc. géol. de France à Marseille. *B. S. G. F.*, (2), XXI, p. 441.
- TOURAINE F. (1960). — Œufs d'Oiseaux de très grande taille dans l'Éocène inférieur de Provence. *Ibid.*, (7), II, p. 783-789.
- (1961). — Les œufs d'Oiseaux éocènes et la stratigraphie du Cengle (B.-d.-R.). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 90-91.
- VASSEUR G. (1897). — Note préliminaire sur la constitution géologique du bassin tertiaire d'Aix-en-Provence. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. VIII, n° 6, p. 163-172.

La Bresse et le Bas-Dauphiné au Tertiaire

par Andrée LEFAVRAIS-RAYMOND *.

Sommaire. — Essai de corrélations stratigraphiques et de reconstitution paléogéographique de la Bresse et du Bas-Dauphiné au Tertiaire. Le comportement de ces régions à l'Éocène et à l'Oligocène est très voisin ; au Néogène, par contre, elles évoluent d'une manière assez différente. Le Miocène, en particulier, très épais dans le Bas-Dauphiné est très réduit en Bresse.

L'étude du Tertiaire de sondages implantés en Bresse et sur la bordure du Jura [Lefavrais-Raymond, 1958] (fig. 2) et celle de forages exécutés récemment dans le Bas-Dauphiné [Lefa-

Ratte, et dans le secteur de Bourg : Cormoz, Foissiat, Etrez (M. D. P. A.). Entre les deux premières régions, le seuil de Sennecey-la-Serre, mis en évidence depuis longtemps par les études géophysiques, montre du Crétacé inférieur comme substratum du Tertiaire : tel est le cas aux sondages de Saint-Jean-de-Losne, Montcoy 1 et Montcoy 2.

La Bresse a donc été affectée par des mouvements tectoniques et des érosions vraisemblablement dès le début de l'Éocène ; mais si, en bordure du Jura occidental, ces dernières ont arasé la majorité du Crétacé et même du Jurassique supérieur, en Bresse, ces terrains par leur enfoncement assez rapide furent protégés de l'érosion ; l'axe Sennecey-la-Serre, lui-même, n'a vraisemblablement pas été démantelé plus bas que le Jurassique supérieur.

Par contre, dans le Bas-Dauphiné, situé plus près des Alpes qui se soulèvent, l'érosion est plus active et atteint, dès l'Éocène, les terrains jurassiques et liasiques. Un paléorelief très accusé dû surtout à des failles apparaît ainsi : les coupes de la fig. 3 montrent la dénivellation de près de 200 m qui décale le substratum tertiaire des deux sondages de Saint-Laurent 1 et de Saint-Bonnet 5, formé dans les deux cas, de « ciret »².

2. ÉOCÈNE (fig. 4). — Ainsi, au début de l'Éocène, le Bas-Dauphiné est le siège d'érosions et de fractures dues aux mouvements orogéniques alpins ; en Bresse, par contre, des lacs se forment

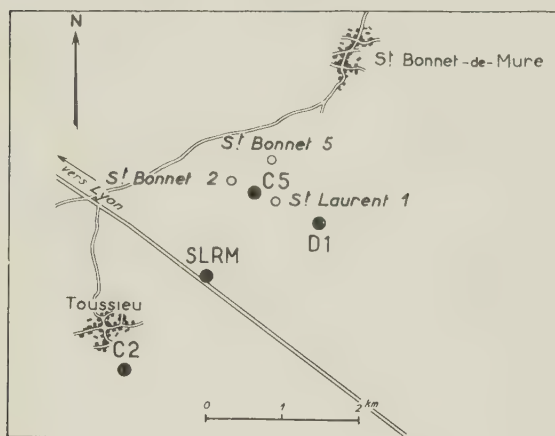


FIG. 1. — Emplacement des sondages de la région de Saint-Bonnet.

● : anciens sondages ; ○ : nouveaux sondages.

vrais-Raymond et *al.*, 1960] (fig. 1) pour la recherche de manganèse, permet de dégager les analogies qui existent dans le comportement de ces deux régions au Paléogène.

1. NOTIONS SUR LE SUBSTRATUM SECONDAIRE DE LA BRESSE ET DU BAS-DAUPHINÉ. — De nombreux sondages bressans ont atteint le Crétacé supérieur, sous le Tertiaire [Lefavrais-Raymond, 1959]. Ce sont : au NW de la Saône les sondages d'Argilly (Prepa¹) et de Cessey-sur-Tille (M.D. P.A.¹) ; dans la région de Louhans : Vincelles et

* Bureau de recherches géologiques et minières, Paris. Note présentée à la séance du 19 juin 1961.

1. Prepa : Société de prospection et d'exploitation pétrolière en Alsace ; M. D. P. A. : Mines domaniales de potasse d'Alsace.

2. Calcaire terreux, à aspect mat, du Bajocien supérieur. Il affleure surtout dans le Mont-d'Or lyonnais.

vraisemblablement dès l'Éocène inférieur, dans la région de Louhans. A Ratte, la série débute par des marno-calcaires dont les lits rebroussés ou microfaillés indiquent des glissements et des courants de turbidité au cours de la sédimentation. Ces dépôts sont antérieurs à des calcaires lutétiens.

C'est l'Éocène moyen qui voit en Bresse et dans le Bas-Dauphiné une active reprise de la sédimentation.

Les sondages du Bas-Dauphiné ont recoupé des conglomérats à Saint-Bonnet 2, des sables ferrugineux et des marnes panachées à Saint-Bonnet 5 : ces formations rappellent beaucoup les faciès sidérolithiques rencontrés en lambeaux disséminés dans la région lyonnaise et dans la vallée du Rhône. Leur âge n'est pas déterminé avec certitude. Certains auteurs comme Douxami [1896] les considèrent comme de l'Éocène inférieur, mais le seul gisement daté est celui de Lissieu dans le Mont-d'Or lyonnais, et il est éocène moyen.

En Bresse, le régime fluvio-lacustre est contemporain : à Ratte, il s'est alors déposé une grande épaisseur de grès verts provenant du remaniement de l'Albien, grès qui alternent avec des marnes bigarrées (vertes et rouges selon le degré de décomposition de la glauconie). Un niveau de calcaire marneux a fourni *Dissostoma submumia* (DONCIEUX) datant le Lutétien.

C'est d'ailleurs à la même époque que se forme le lac de Talmay (Hte-Saône). La présence de débris de calcaires lacustres à *P. pseudo-ammonius*, à Lissieu, montre que les faciès lacustres lutétiens eurent une grande extension.

L'Éocène supérieur débute dans le Bas-Dauphiné par des conglomérats à galets plus ou moins encroûtés, surmontés soit de calcaires concrétionnés (Saint-Bonnet 5), soit de marnes à traînées de fer et de manganèse (Saint-Bonnet 2), soit de minerais de fer et de manganèse accompagnés de calcaires lacustres (C 2 près de Tournay).

A Saint-Laurent, on peut dater comme à peu près contemporain ou légèrement postérieur, un conglomérat à galets encroûtés (fig. 4) en tous points comparable à la « gompholite pralinée » décrite au Locle (Suisse) par J. Favre [1911]. Cette gompholite a été retrouvée en affleurement dans le Bas-Dauphiné [Lefavrais-Raymond et al., 1960] et les sondages de Bresse (Argilly, Pontailier, Montcoy 2, Cormoz et Foissiat) [Allard et al., 1959] ont traversé des couches de même faciès au contact Tertiaire-Crétacé. L'âge semble en être voisin, puisqu'il est antérieur, à Argilly, à des calcaires lacustres vraisemblablement de

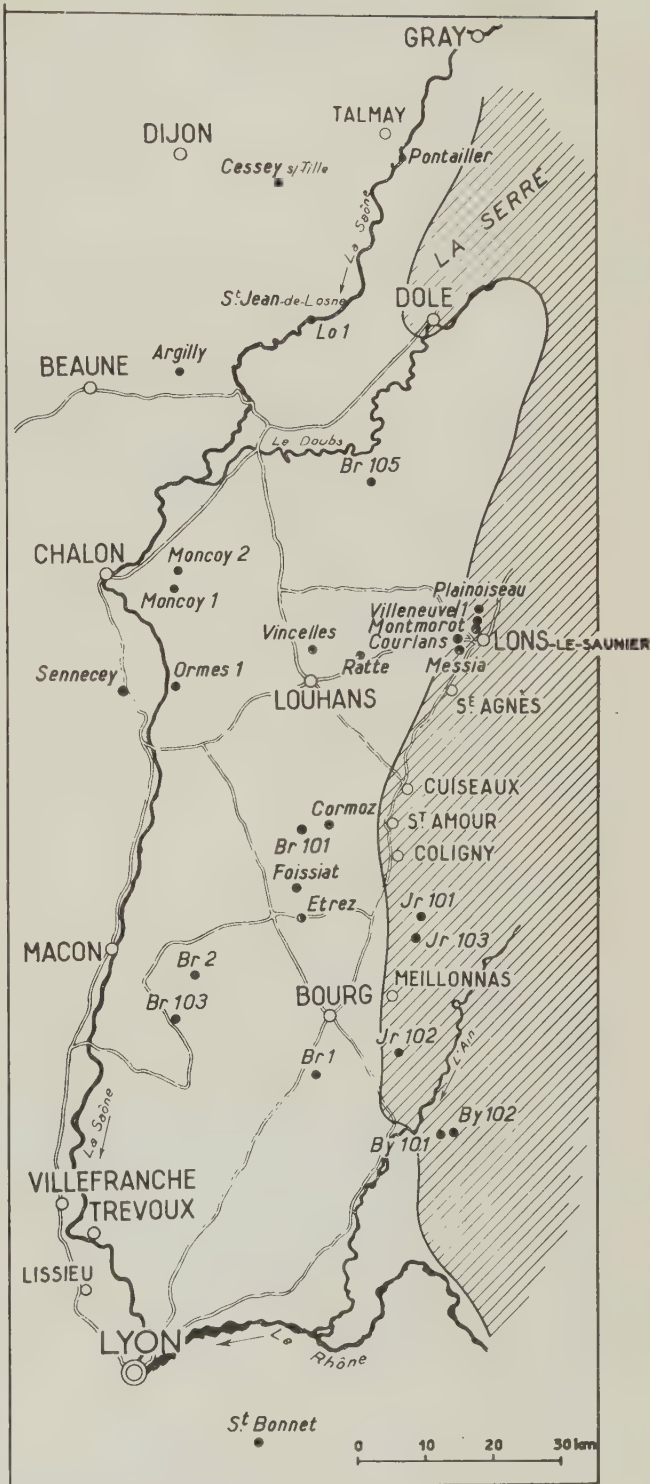


FIG. 2. — Emplacement des sondages de Bresse.

○ : ville ; ● : sondage.

l'Éocène supérieur. Partout la présence de gompholite semble liée à celle d'un seuil. C'est pourquoi elle est plus développée dans le Bas-Dau-

phiné à Saint-Laurent qu'à Saint-Bonnet 5. Elle se localise de même en Bresse, soit en bordure de l'axe Sennecey-la-Serre, soit le long du seuil

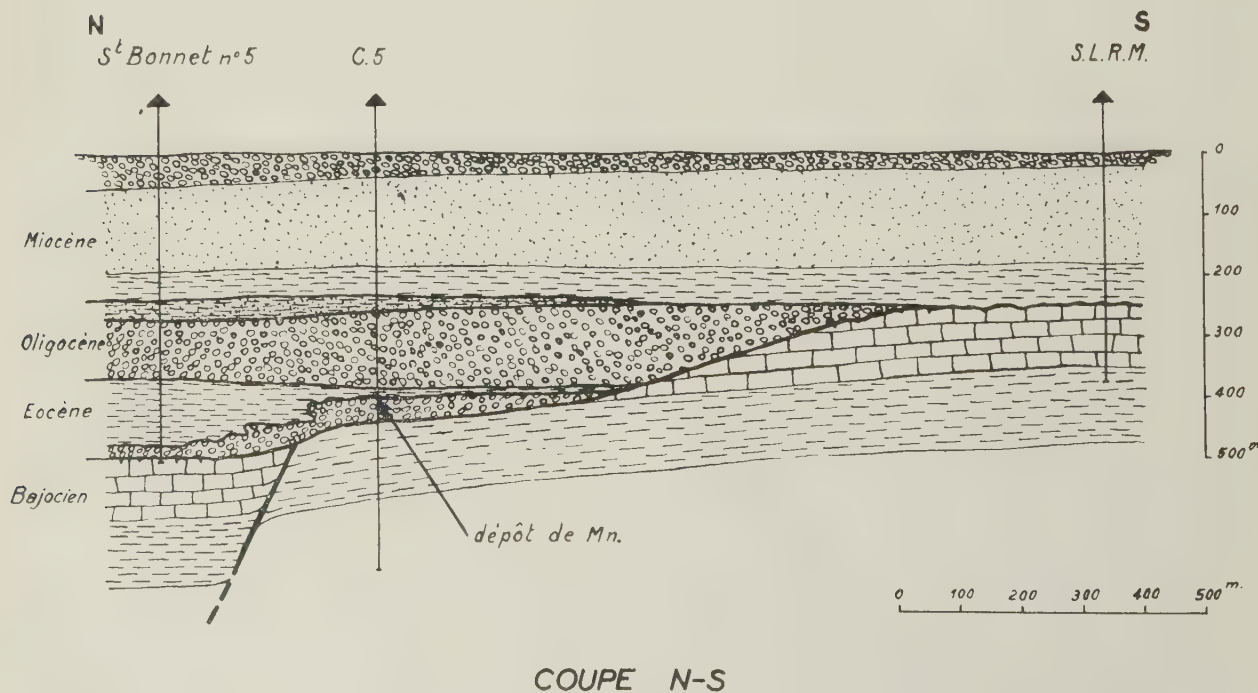
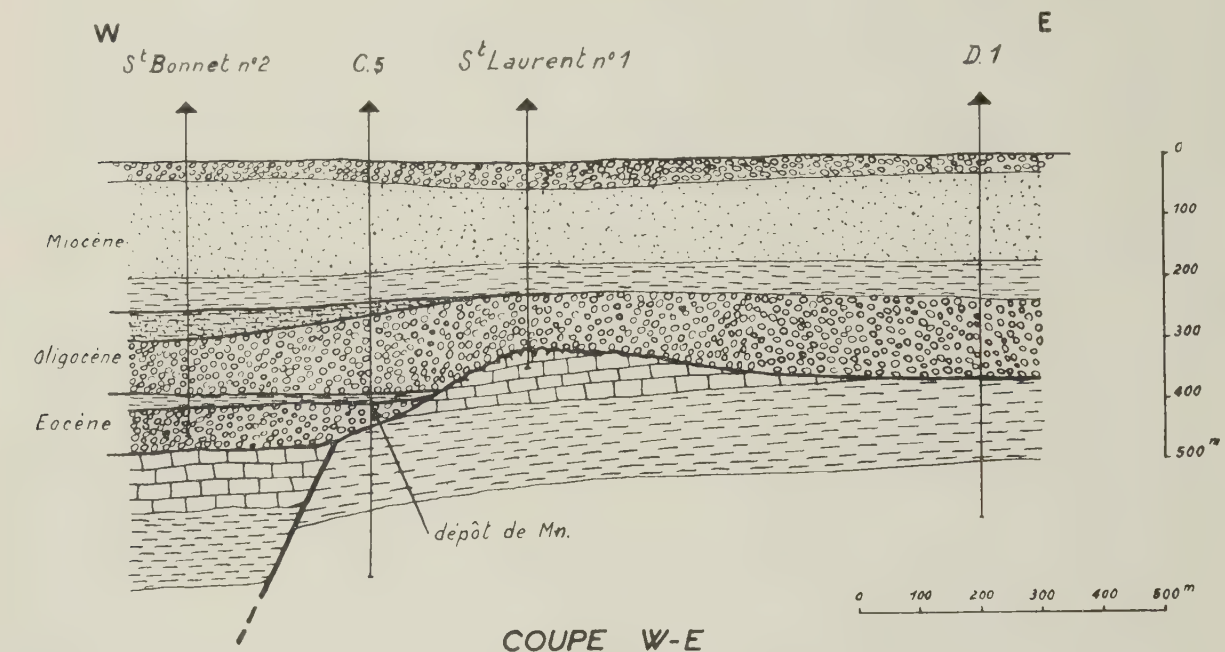


FIG. 3. — Paléoreliefs antétertiaires.

séparant les fosses de Louhans et de Bourg.

Dans les bassins, par contre, se déposent des calcaires marneux : marnes feuilletées bicolores, en Bresse, montrant dans un passage plus calcaire *Limnea lemoinei* JODOT, caractéristique du Ludien ; calcaires lacustres à Belleneuve près de Dijon³, à Chézery et à Lelex dans l'Ain, où

MM. Jodot et Vincienne [1954] ont trouvé des fossiles ludiens et sannoisiens ; dans la vallée de Joux où D. Aubert [1943] cite une faune bartonien-sannoisienne. Le début de l'Oligocène est marqué par des mouvements qui sont à l'origine, en Bresse comme dans le Bas-Dauphiné, de la discordance de l'Oligocène sur l'Éocène.

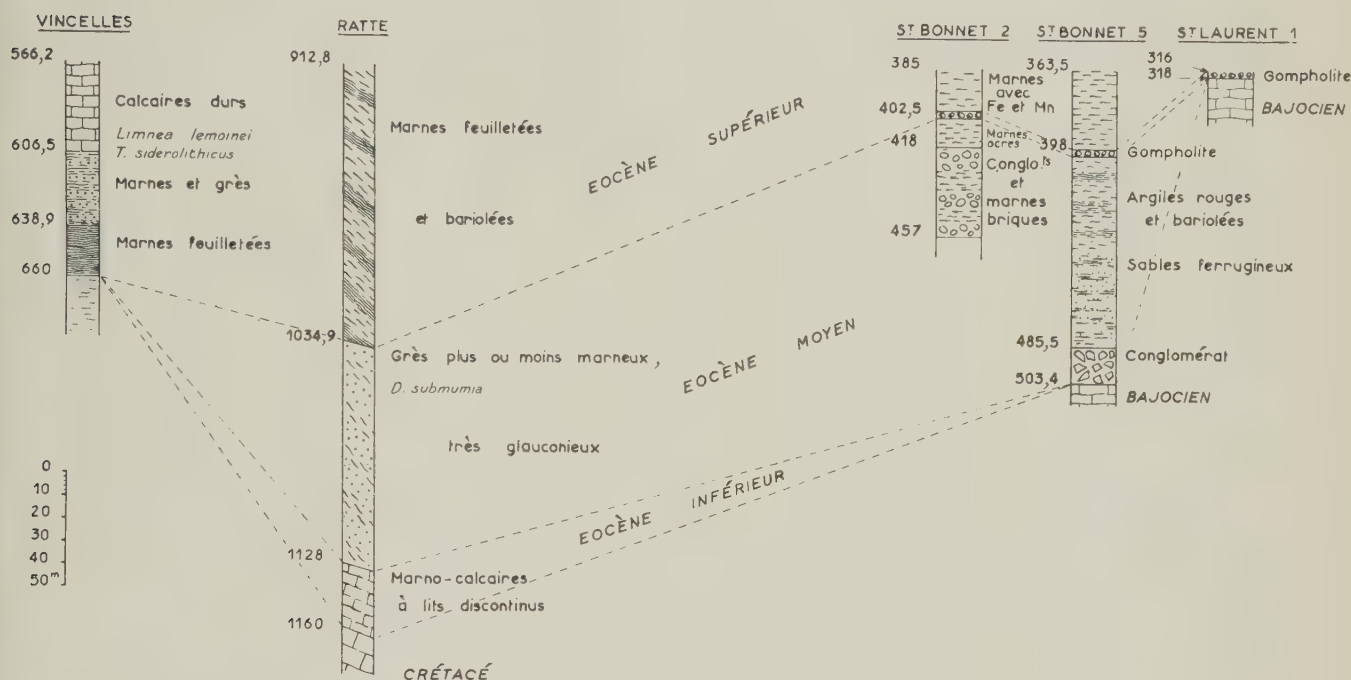


FIG. 4. — Coupe de l'Éocène des sondages de Bresse et du Bas-Dauphiné.

3. OLIGOCÈNE MOYEN (fig. 5). — Le sondage de Ratte, en Bresse, montre un Oligocène horizontal reposant en discordance sur un Éocène et un Crétacé concordants, à pendage de 15 à 20°. Les failles bordières de Bresse sont donc postérieures à l'Éocène supérieur qu'elles affectent, et antérieures à la grande phase détritique stam-pienne, puisqu'en bordure les conglomérats recouvrent indifféremment le Bajocien ou le Séquanien [Masson, 1949]. Mais elles ont vraisemblablement joué pendant tout l'Oligocène, occasionnant en Bresse, comme de l'autre côté de la fosse en Bourgogne, l'accumulation et l'enfouissement de énormes épaisseurs de conglomérats de piedmont traversées par les sondages. Ces conglomérats sont datés en Bourgogne, à Courlans, comme dans le Bas-Dauphiné par *Helix ramondi* BRONGN.

La succession des faciès est d'ailleurs très comparable en Bresse et dans le Bas-Dauphiné :

conglomérats calcaires à la base, marnes, marnes plus ou moins sableuses ou gréseuses au sommet. Cependant les éléments des conglomérats de base proviennent de formations de plus en plus récentes lorsqu'on se déplace du Sud vers le Nord. En effet, au Sud du Bas-Dauphiné ils sont constitués par du Houiller et du Cristallin, au Nord par du Jurassique moyen, alors qu'en Bresse ils proviennent du Jurassique supérieur et du Crétacé. Quant aux marnes superposées, elles sont plus sableuses dans le Bas-Dauphiné et des galets cristallins très altérés y sont fréquents, passant même à de véritables conglomérats ; ils témoignent de la proximité de roches cristallines soumises à l'érosion.

La description de la coupe de deux forages permet de mettre en évidence leur ressemblance.

3. D'après E. Chaput et P. Jodot.

A Saint-Bonnet 5 (Bas-Dauphiné), l'Oligocène montre la succession suivante de haut en bas :

Marnes rougeâtres, sableuses, micacées, à galets peu nombreux, quelques-uns de forte taille (5 à 10 cm de diamètre) sont jurassiques, les autres, de petite taille et très altérés, sont cristallins. Micas, quartz et kaolin abondant dans la marne.....	40 m
Marnes plus claires, de moins en moins sableuses et argileuses c'est la marne « saumon » dans laquelle on trouve d'assez nombreux exemplaires d' <i>Helix</i> : <i>H. ramondi</i> BRONGN. et petits <i>H. cf. lapicella</i> THOM.....	20 m
Conglomérats à éléments assez gros, Jurassique moyen et supérieur (aucun élément cristallin) reposant sur le substratum jurassique.....	150 m

Cette coupe rappelle, quoique avec des épaisseurs réduites, celle du Chattien de Bresse étudié dans le sondage de Courlans [Lefavrais-Raymond, 1958] où nous avons une succession comparable. De haut en bas :

Marnes bariolées, ocre au sommet, rouges à la base, avec de nombreux passages gréseux. Un seul <i>Helix</i> à 10 m de la base.....	140 m
Alternance de marnes saumon, plus ou moins foncées et de conglomérats. Les <i>Helix</i> abondent dans les niveaux marneux : <i>H. ramondi</i> très nombreux vers la base, de petits <i>H. cf. lapicella</i> au sommet.....	200 m
Conglomérats formés d'éléments calcaires jurassiques et crétacés avec quelques rares passages de marnes brunes.....	150 m

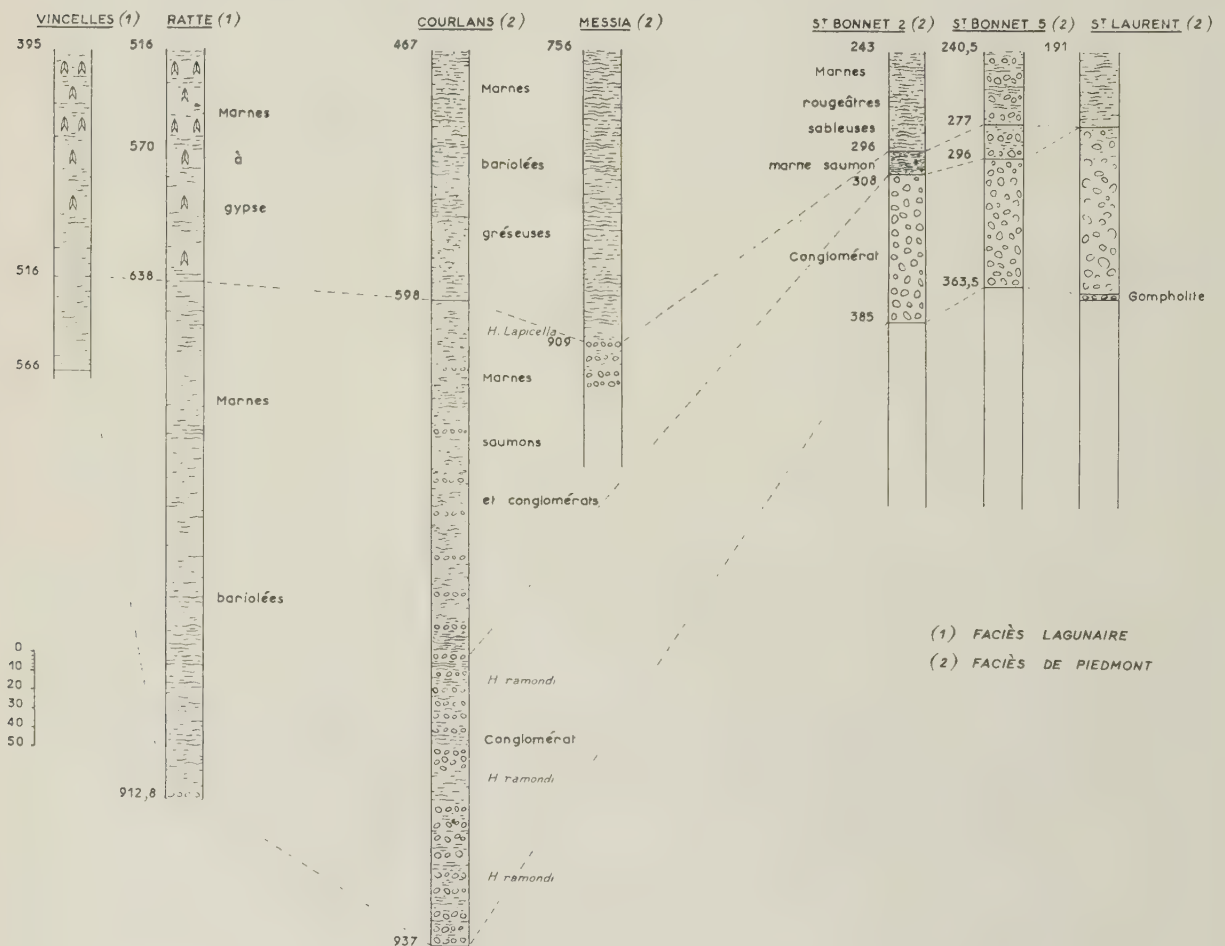


FIG. 5. — Coupe de l'Oligocène moyen des sondages de Bresse et du Bas-Dauphiné.

Ce faciès, conglomérats et marnes rouges à *Helix*, est commun à tout l'Oligocène de la bordure du Jura. Les conglomérats ont été signalés en Bourgogne, sur toute la bordure du Jura, de

Vincelles à Sainte-Agnès et en Suisse; les marnes saumon ont été moins souvent reconnues.

Les marnes à *Helix ramondi* affleurent très largement en Bourgogne et au pied du Jura. La

mollasse rouge de Vevey, où des faunes de Vertébrés et de Mollusques ont permis à Hürzeler [1940] de fixer un âge chattien, est contemporaine.

Des marnes rouges, superposées aux conglomérats, ont été signalées à Sainte-Agnès [Lefavrais-Raymond, 1958] et récemment D. Aubert [1958] a indiqué la présence de marnes rouges à *Helix* associées aux conglomérats calcaires du lac Brenet.

Cependant, marnes et conglomérats constituent

un faciès de piedmont ; au centre de la Bresse se déposent à la même époque des marnes bariolées auxquelles succèdent, témoins de la sursalure de cette lagune, du gypse, d'abord en rognons, puis en couches (Ratte et Vincelles) et du sel gemme, dans le Sud de la Bresse.

4. AQUITANIEN (fig. 6). — Il marque, en Bresse, la fin du cycle sédimentaire oligocène ; bien qu'il soit très étendu, il semble avoir une extension moindre que le Chattien. En particulier, le lac

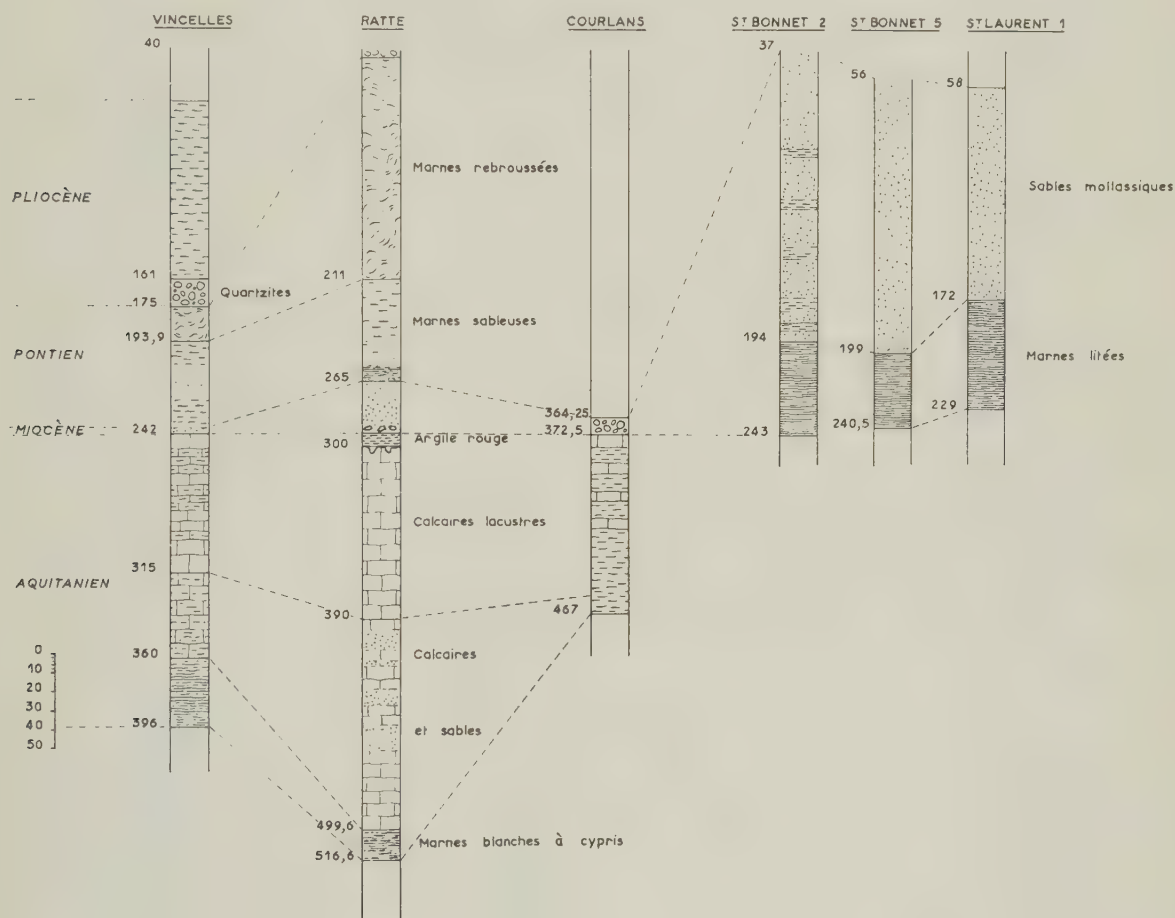
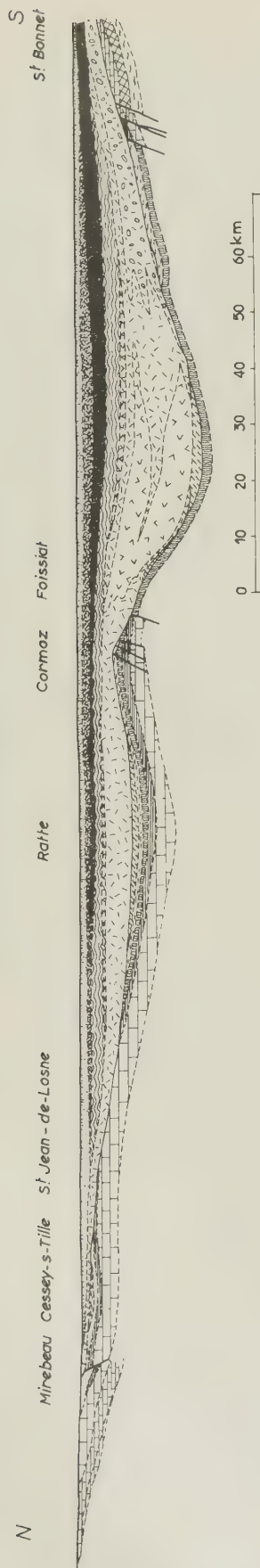


FIG. 6. — Coupe de l'Aquitanién au Pliocène des sondages de Bresse et du Bas-Dauphiné.

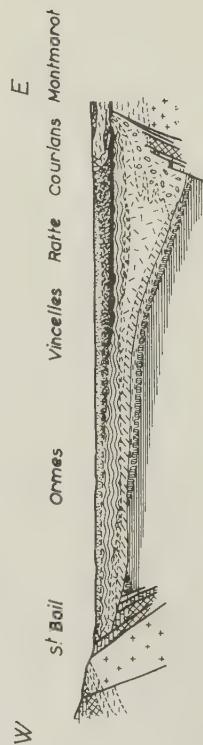
aquitanién ne recouvre que partiellement le Bas-Dauphiné, les calcaires lacustres supérieurs aux conglomérats, ne sont connus que dans les sondages du Nord de la région : sondage du Zonchet par exemple ; plus au Sud, la mollasse repose sur les conglomérats oligocènes et parfois même sur les terrains secondaires.

En Bresse même, au-dessus du Stampien, qu'il soit gypsifère ou conglomératique, tous les sondages traversent des calcaires lacustres. Ces derniers renferment à la base des faunes plus saumâtres (rares Foraminifères, Potamides, fossiles d'eau douce déformés) et, au sommet, témoins de la dessalure de la lagune des faciès lacustres

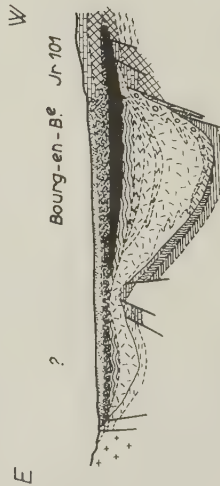
COUPE DE LA BRESSE N-S



COUPE DE LA BRESSE W-E



COUPE E-W DU BASSIN DE BOURG



LÉGENDE



FIG. 7.

francs avec Planorbes, et Limnées. Ces calcaires se retrouvent en bordure du Jura, en couches plus ou moins disloquées à Cousance, Saint-Amour, Chazelles, Meillonas et surtout Coligny. Ils sont partout antérieurs à la transgression miocène, et postérieurs à l'épisode conglomératique stampien.

5. MIOCÈNE (fig. 6). — La mollasse miocène s'est déposée sur un relief très érodé, pénéplaine constituée tantôt par le Jurassique, tantôt par divers termes du Tertiaire : conglomérats chattiens ou calcaires lacustres aquitaniens. Le Bas-Dauphiné devait constituer un glacis légèrement incliné vers le Sud, ce qui explique l'augmentation d'épaisseur de la mollasse en direction de Lyon; par contre, vers le Nord, un golfe s'est formé le long du Jura, peut-être grâce au jeu des failles oligocènes.

Ce faciès montre quelques Foraminifères dans le Bas-Dauphiné et une microfaune assez riche en individus, mais pauvre en espèces, dans les sondages de Courlans de Vincelles et de Ratte.

Dans ces deux derniers forages, la grande abondance de formes saumâtres (*Rotalia beccari*, *Nonion*, *Elphidium*), qui caractérisent actuellement les étangs languedociens, semble indiquer la proximité de la limite d'extension vers le Nord de la mer miocène [Le Calvez et Lefavrais-Raymond, 1954].

Les faciès d'eau douce « pontiens » qui s'installent ensuite dans le Nord de la Bresse n'ont pas d'équivalents dans le Bas-Dauphiné, probablement occupé encore par la mer. Le mouvement tectonique post-pontien de charriage du Jura sur

la Bresse ne marque pas non plus de répercussion dans le Bas-Dauphiné. Mais en Bresse, il repousse vers l'Ouest les marnes « pontiennes », provoquant des replis, des bourrages : phénomènes qui sont à l'origine des différences d'épaisseurs de ces assises entre les sondages de Ratte et de Vincelles, le bourrage étant plus intense près du Jura et devenant de moins en moins sensible vers l'Ouest.

CONCLUSIONS. — Nous avons tenté une synthèse de nos connaissances sur la structure géologique de la Bresse et du Bas-Dauphiné.

La fig. 7 donne une coupe de direction générale N-S qui va de Mirebeau à Saint-Bonnet, ainsi que des coupes W-E, l'une à la latitude de Louhans, l'autre à celle de Bourg.

Ces croquis montrent que si des horsts et des axes anticlinaux sont sensibles en Bresse au début du Tertiaire, ils n'affectent guère que les assises du Stampien, les dépressions sont comblées dès la fin de l'Oligocène et le calcaire lacustre aquitaniens est atteint dans les sondages à une cote absolue sensiblement constante.

Le Miocène s'épaissit vers le Sud, à la suite du mouvement de bascule du Bas-Dauphiné à la fin de l'Oligocène, mais s'étend sur des reliefs très pénéplanés, et couvre de larges surfaces.

Le charriage du Jura repoussant à son front les marnes pontiennes est reconnu à la latitude de Louhans comme à celle de Bourg.

Enfin, le Pliocène, contrairement à ce que l'on pensait autrefois, ne participe pas à la formation de la cuvette bressane et montre peu de variations d'épaisseurs.

Bibliographie.

- ALLARD P., GANNAT E., LAPLAIGNE N., LEFAVRAIS-RAYMOND A. et MARIE P. (1959). — Sur un niveau à *Microcodium* de la base du Tertiaire de Bresse. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 150.
- AUBERT D. (1943). — Monographie géologique de la vallée de Joux. *Mat. Carte géol. Suisse*, nouv. sér., 78^e livr.
- (1958). — Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura vaudois. *Bull. Soc. neuchâtoise Sc. nat.*, t. 81, p. 47-54.
- DOUXAMI H. (1896). — Études sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. Paris.
- FAVRE J. (1910). — Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds (Suisse). *Ecl. géol. Helv.*, vol. XI, p. 369-475.
- HÜRZELER J. (1940). — Alter and Fazies der Mollasse am Unterlauf des Talent zwischen Oulens und Chavornay. *Ibid.*, vol. 33, p. 191-194.
- JODOT P. et VINCIGNE (1954). — Mollusques de petites dimensions des formations continentales ludoenne, sannoisienne et stampienne du Jura méridional et de la Haute-Savoie. *B. S. G. F.*, (6), IV, p. 537-556.
- LE CALVEZ Y. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1954). — Extension de la mer miocène en Bresse. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 137.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1958). — Contribution à l'étude de la Bresse d'après les sondages profonds. Thèse Paris.
- (1959). — Le Crétacé supérieur de la Bresse rencontré par les sondages profonds. Colloque sur le Crétacé supérieur. 84^e Congr. Soc. sav. Paris et Dépts, p. 425-438.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., BOULADON J. et LIENHARDT G. (1960). — Sur le Tertiaire du Bas-Dauphiné. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 160.
- MASSON (1949). — Age des failles de la zone du vignoble au sud de Lons-le-Saunier. *Ibid.*, p. 93.

Faille oblique de Jolimont (Toulouse, Haute-Garonne)

par Gaston ASTRE *.

Sommaire. — Des travaux viennent de permettre la découverte d'une faille oblique à Jolimont, accident d'un type jusqu'ici inconnu dans les marnes stampiennes du Tolosan. De direction subméridienne, elle traduit une dislocation de quelque importance, en rapport avec la tectonique profonde, dans la zone qu'on peut dire du cran de descente de la ceinture de Garonne.

SITUATION. — Le plateau de Jolimont, que son relief fit utiliser en 1814 comme Grande Redoute (région nord du coteau de Guilheméry et de l'Observatoire, à Toulouse), est tranché par un talus très abrupt, dominant le côté sud-est de la rue de Périole, ainsi mise en position de chemin creux.

Exposé au Nord-Nord-Ouest, ce talus a été, en novembre et décembre 1960, l'objet de travaux de terrassement qui, au long de ladite rue, le sectionnèrent pour y encastrer des constructions. L'endroit précis peut être repéré : exactement en face des n^{os} 59, 57 et de l'angle de la rue Albert-Sorel : cote d'altitude de l'ordre de 165 à 170.

Le front de taille, qui pourtant n'affecte que la partie inférieure de la pente si raide, atteignait de 8 à 9 m en hauteur et de 10 à 12 en largeur.

FAILLE OBLIQUE. — La coupe dégagée (fig. 1) montre, en surface, et uniforme sur toute son étendue, un revêtement (épais de 1,80 à 2 m) de formation quaternaire, compacte, sans trace de glissements listriques : c'est de l'argile grumeleuse pénétrée seulement dans son tiers supérieur par des racines et d'assez rares débris de poteries.

Au-dessous, la masse des terrains oligocènes se présente avec ses faciès tolosans habituels. Mais ici la paroi n'est pas uniforme. Un plan de sectionnement, à tracé bien rectiligne, plonge de 40° environ vers l'Ouest et décèle ainsi une faille oblique, coupant les strates en deux lèvres, différentes de composition et de structure.

La lèvre est a conservé ses strates horizontales, en disposition initiale. Voici leur ordre de superposition :

5. Marne grise, fine, pulvérulente quand elle est sèche : 1 m.

4. Calcaire compact gris-blanc, un peu rognonneux à sa base et à cassure franche nettement anguleuse (avec arêtes vives) : banc épais de 0,75 m.

3. Calcaire marneux, cohérent et dur, à tendance rognonneuse, d'un blanc assez vif : 0,60 m.

2. Marne grise légèrement sableuse, gris-jaune par endroits : avec de très minces lits de sable intercalés : 3,50 m.

1. Marne compacte, jaune-brun, marbrée de veinules bleutées : sectionnée sur 1 m jusqu'à la base des travaux, mais se poursuivant au-dessous du niveau de la rue.

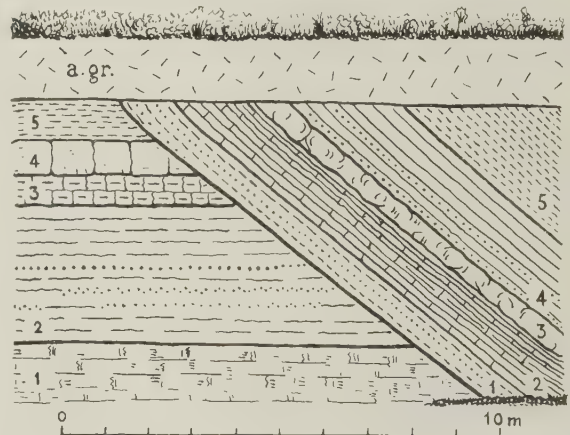


FIG. 1. — Faille oblique de Jolimont. Coupe ENE-WSW.

Notations des couches oligocènes, dans le texte ; a. gr., argile grumeleuse quaternaire. Les numéros des couches sont particuliers à chacune des lèvres.

La lèvre ouest a ses strates plongeant de 40 à 45° vers l'Ouest, c'est-à-dire à peu près parallèles au plan de faille sur lequel la lèvre est descendue. Voici leur superposition :

5. Marne jaune fine compacte, litée : au moins 2,80 m, son épaisseur ne pouvant être délimitée en haut, puisque,

* Note présentée à la séance du 19 juin 1961.

par suite du plongement, le sommet de cette couche disparaît dans la partie non tranchée du talus.

4. Marne jaune-gris, assez terne, à petits lits de sable : 1,50 m.

3. Marne très calcaire dure, rognonneuse, jaune bistre un peu marbré de gris bleuté : 0,30 m.

2. Marne calcaire jaune fine, bien litée : 1,10 m.

1. Argerènes, à petits lits minces et réguliers de sable particulièrement riche en paillettes de muscovite : 0,70 m.

Le plan de faille se caractérise de façon parfaite, non seulement par sa disposition géométrique, introduisant dans la coupe la discontinuité que nous venons de constater, — mais encore parce qu'il sectionne uniformément, en biseau rectiligne de 40 à 45°, toutes les strates du dessous, qu'elles soient dures (calcaires) ou tendres (marneuses), sans être influencé par leurs différences de cohésion (comme cela serait sur une surface d'érosion).

Le miroir de faille, qu'on ne s'attendrait guère à observer dans des terrains à dominance assez malléable, est au contraire remarquablement net. Au mur du plan de faille, il se traduit par une sorte de croûte, épaisse de 6 à 8 mm, lissée, durcie et laminée, avec au-dessous quelques menus copeaux d'arrachement dans les marnes sous-jacentes. Cette croûte existe, constante, sur toute l'étendue de la coupe visible.

Le rejet doit atteindre une certaine importance : en tout cas, sa valeur excède la hauteur de la tranchée (c'est-à-dire dépasse 8 ou 10 m). Car, si l'on repère les deux bancs élevés de calcaire (couches 4 et 3), qui sont brutalement sectionnés par la faille et qui donc se prolongeaient plus loin vers l'Ouest, on n'en retrouve aucune trace (pas même en nodules ni en débris) dans la lèvre basculée. Et cette lèvre, telle qu'elle se présente, ne correspond en rien à l'autre (dans sa composition de détail) : elle forme un bloc, sans le moindre indice de fracturation ni de fissuration, est donc descendue d'une hauteur bien supérieure à la hauteur même de la lèvre restée en place.

C'est une faille oblique normale : à son mur, la lèvre soulevée ou, mieux, en position initiale (orientale) ; à son toit, la lèvre abaissée (occidentale). Bien qu'on ne puisse repérer aucun détail qui soit commun aux deux lèvres, cette assimilation est évidente : si l'Ouest avait été poussé vers l'Est, cela aurait entraîné quelques rebroussements dans des faciès aussi souples, ce qui n'est pas.

Désignons cette cassure sous le nom de *faille oblique de Jolimont*.

RAPPORTS AVEC LA FLEXURE DE PÉRIOLE. — L'accident ci-dessus décrit se place dans le prolongement immédiat de la flexure de Périole qu'en

mai 1959 nous avons découverte¹ juste en face, de l'autre côté (NNW) de la rue, aux n°s 59-57, c'est-à-dire à 25 m au Nord.

Leurs axes se confondent en une direction qui est subméridienne. Contrairement aux cas ordinaires, où on n'a à observer qu'une seule coupe (par conséquent une seule interception de l'axe), nous disposons, dans le cas présent, de deux coupes parallèles à 25 m de distance (par conséquent de deux interceptions, permettant une visée qui détermine en toute rigueur la direction).

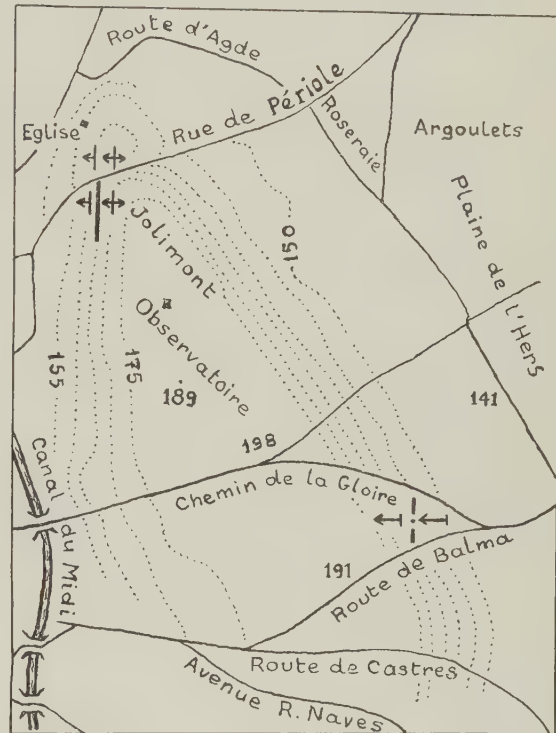


FIG. 2. — Place des dislocations.

Les signes de plongement définissent : au bord de la rue de Périole, la flexure de Périole ; au bord sud de cette rue (et encadrant un trait de faille), la faille oblique de Jolimont ; dans l'angle de raccord du chemin de la Gloire et de la route de Balma, la flexure du flanc de Bonheure. Les contours des pentes du coteau sont schématisés par quelques courbes de niveau. Échelle : 1/30 000°.

Ici, à quelques degrés près, cette direction est bien subméridienne.

Entre la coupe de la faille oblique et celle de la flexure, on peut déceler un repère commun : c'est le banc calcaire du haut (couche 4), au mur de la faille oblique, identique en nature et en alti-

1. ASTRE G. (1960) : Flexure de la rue de Périole (Toulouse). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 180-182.

tude à celui du haut de la coupe de la flexure. Malgré les possibilités de variation de faciès, il s'agit sûrement du même banc.

Ainsi nous nous trouvons devant une dislocation unique (fig. 2), qui, suivant le cours de son tracé, a revêtu deux modalités, d'intensité différente : faille oblique de Jolimont, s'atténuant vers le Nord en une flexure de Périole.

De part et d'autre de la rue de Périole, dont le trait de scie a permis de le découvrir, envisageons son destin.

Au S du haut talus de cette rue, il s'engage dans le sein du coteau, exactement sous l'intervalle entre la rue Maréchal-Lyautey et la rue Taupin. Il doit se poursuivre devant l'Observatoire et se tenir près du versant occidental, dont l'allure assez rectiligne et subméridienne a peut-être reçu de lui quelque influence. Se continue-t-il encore, sans qu'aucune déviation ne le trouble ? Son tracé ira alors passer à 1 km environ à l'W de la flexure du flanc de Bonhoure, en ride parallèle.

Au N de la rue en question, l'accident se perd sous l'ultime témoin septentrional du relief de hauteurs, le mamelon de Lapujade. Prolongé, son alignement se disposerait un peu à l'E de l'église du faubourg Bonnefoy. Il paraît ainsi difficile de penser à lui pour le faire intervenir comme fissure aquifère dans la venue des curieuses eaux qui sortent au voisinage de l'angle nord-ouest de cette église.

RÔLE DE LA DISLOCATION. — Dans les marnes et mollasses du Lauragais et du Tolosan², nous avons signalé des failles droites (de Roqueville et de Bourg-Saint-Bernard), des flexures (du flanc de Bonhoure et de Périole), des modifications de plongement (à Justaret). Jamais encore nous n'y avons observé de faille oblique ; celle de Jolimont a donc l'intérêt de nous y avoir fait découvrir ce type de dislocation, qu'on ne soupçonnerait guère en de tels terrains.

Mais elle offre un autre intérêt. Sa direction vérifie le jeu subméridien de cassures dans le centre du bassin sous-pyrénéen. Sa position confirme aussi les vues qui nous ont fait envisager un cran d'abaissement des couches, sous ce qui correspond de nos jours à la ceinture de la Garonne. Son importance laisse penser à une valeur majeure de ce cran. Tout cela concorde : malgré la passivité amortisseuse de la puissante masse marno-mollassique, on peut y déceler des contre-coups des cisaillements profonds qui disloquent le socle. Une géologie d'extrême détail et de très longue patience, seule permise par les conditions naturelles d'une telle contrée, finit par aboutir à des conclusions générales, qui disposent alors d'une base solide — la seule aussi qui vaille d'être prise en considération.

2. ASTRE G. (1959) : Terrains stampiens du Lauragais et du Tolosan. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 94, p. 8-168, 42 fig.

Étude géologique de la zone forestière de la Joux, au Nord-Est de Champagnole (Jura)

par Christian WEBER *.

Sommaire. — Dans le cadre d'une étude régionale sont développées les principales données nouvelles. La stratigraphie du Dogger est précisée grâce à des niveaux présentant un microfaciès particulier : calcaires à momies et à « nodules d'encroûtement ». La description tectonique est facilitée par l'établissement d'une carte structurale au toit du Kimméridgien.

Introduction.

La forêt de la Joux est située sur une série de buttes calcaires, d'orientation générale SSW-NNE, qui séparent le plateau de Champagnole à l'Ouest, du plateau de Nozeroy à l'Est. Ces accidents topographiques correspondent à un ensemble de compartiments limités par des failles grossièrement parallèles. Le faisceau de la Joux, ainsi défini, représente la prolongation septentrionale du faisceau de Syam. Les terrains y affleurant vont du Keuper ou du Lias, sur la limite orientale du plateau de Champagnole dans la combe de Nans, jusqu'au Barrémien et même Tertiaire sur le plateau de Nozeroy. Les bonnes coupes données par l'étroite vallée de l'Angillon

et par les tranchées de la voie ferrée Paris-Val-lorbe m'ont permis, grâce à l'étude des microfaciès, de préciser la stratigraphie du Jurassique moyen. Par contre, en ce qui concerne le Lias, les affleurements sont beaucoup trop discontinus pour permettre une étude intéressante. Le Jurassique supérieur a déjà, dans la région, fait l'objet d'études détaillées de la part des anciens auteurs.

Aucun lever géologique de détail n'avait par contre été entrepris dans la zone forestière de la Joux. Un lever au 20 000^e (Salins-les-Bains n° 4, partie sud, n°s 7 et 8, Champagnole n° 3) m'a permis d'établir la carte structurale (fig. 2).

Stratigraphie.

JURASSIQUE MOYEN.

1. La route des Nans à Chapois suit l'Angillon et offre au niveau de la Fontaine Noire une excellente coupe du Dogger. Le *Bathonien inférieur* est représenté par un puissant ensemble de calcaires compacts et de calcaires roux oolithiques, à la base duquel on note, de haut en bas ($X = 877,23$; $Y = 208,64$) :

- calcaire gris-vert et roux, marneux, d'allure conglomératique, fossilifère (*Panoepa sp.*, *Pholadomya sp.*) 1 m
- calcaire beige à gros pisolithes de structure particulière (« momies », fig. 1 B) 2,20 m
- calcaire marneux jaune 0,75 m
- calcaire ocre, tendre, plus ou moins marneux, d'allure conglomératique ; de nombreux

- tests recristallisés de Lamellibranches, Bryozoaires et radioles, remaniés. Ce niveau devient latéralement graveleux et oolithique 4,25 m
- calcaire à tests de Lamellibranches et débris d'Échinodermes, quelques oolithes remaniées. 3 m

Nous avons là un passage nettement discontinu entre les calcaires oolithiques et compacts du Bathonien inférieur et la *Grande Oolithe* bathonienne¹. Celle-ci est représentée par un ensemble

* Note présentée à la séance du 24 avril 1961.

1. Les rares Ammonites trouvées dans le Jura franc-comtois permettent de rapporter vraisemblablement la Grande Oolithe aux zones à *Parkinsonia parkinsoni* et *Garantia garanti* (cf. Corroy [1929] et Theobald et Bourquin [1957]).

massif de 80 m de calcaire ocre, oolithique, avec quelques bancs à Entroques, Polypiers isolés et « nodules d'encroûtement » (fig. 1 A). A sa base nous trouvons, en X = 877,10 et Y = 208,50, de haut en bas :

- calcaire à oolithes, gravelles, quelques nodules d'encroûtement et de nombreux débris remaniés (Bryozoaires, Échinodermes) 2,50 m
- calcaires graveleux à nombreux Bryozoaires momifiés, entroques, et abondants Lamellibranches (lumachelle) ; Miliolidés et quelques Lagénidés..... 0,90 m
- calcaire très finement oolithique, d'aspect compact, avec de nombreux Ostréidés (*O. acuminata* Sow.) et Pectinidés (*Camptonectes lens* Sow.)..... 1,70 m

Ces niveaux surmontent 25 m de calcaires oolithiques à entroques avec plusieurs bancs de Polypiers intercalés, faciès que l'on rapporte habituellement au *Bajocien moyen* (zones à *Witcellia romani* et à *Stephanoceras humphriesianum*).

Le *Bajocien inférieur* (zones à *Otoites sauzei* et *Sonninia sowerbyi*) est représenté par 65 m de calcaires beige ocré à Entroques, débris d'Échinides et de Lamellibranches, présentant souvent un granuloclasement vertical.

La coupe de l'Angillon peut être complétée dans sa partie supérieure par l'étude des tranchées de la voie ferrée Paris-Vallorbe dans sa traversée de la forêt de la Joux. La coupe à partir du tunnel près du Byolet jusqu'à la station de la Joux (de X = 877,27 ; Y = 212,95 à X = 878,80 ; Y = 212,34) est intéressante parce qu'elle montre, à quelques kilomètres seulement de l'Angillon, des variations de faciès importantes dans le Bathonien inférieur. On y trouve en effet deux niveaux de calcaires compacts au lieu d'un, séparés par 10 m de calcaires oolithiques ; le niveau supérieur (13,5 m) comprend un calcaire compact beige clair à taches grises ou roses, riche en Foraminifères : Textulariidés, Miliolidés, Lagénidés, Lituolidés (*Haplophragmoides* probables). Il passe progressivement vers la base à un calcaire beige graveleux à reflets spathiques, contenant *Trocholina cf. conica* (SCHLUMBERGER).

2. La coupe de la gare d'Andelot, déjà signalée par Choffat [1885], a été parcourue par Rollier [1911] sans cependant que soient mentionnés les conglomérats de la base du Bathonien supérieur.

CALLOVIEN. — Autrefois exploité pour son minerai de fer, il se retrouve dans les diverses excavations au Nord de la voie ferrée, sous forme d'un calcaire marneux gris à très nombreuses oolithes ferrugineuses (1 à 2 m). Il repose sur un calcaire oolithique à Entroques beige ocré,

qui, dans la tranchée de la voie, présente le faciès caractéristique de la Dalle nacrée (environ 5 m).

BATHONIEN SUPÉRIEUR. — Sous le niveau précédent (affleurement masqué sur 3 m d'épaisseur), en X = 873,56 et Y = 213,08, on trouve de haut en bas :

- calcaire gréseux gris, en plaquettes régulières, plus finement litées à la base..... 0,70 m
- calcaire bicolore très finement graveleux à Gastéropodes ; d'assez nombreux grains de quartz anguleux visibles au microscope... 0,40 m
- marnes grises 0,30 m
- calcaire beige à nodules d'encroûtements et Entroques ; allure de fin conglomérat, avec quelques galets..... 0,10 à 0,25 m
- conglomérat à ciment graveleux contenant des galets arrondis et aplatis de 1 à 10 cm. Ceux-ci sont formés d'un calcaire à fines gravelles et nodules d'encroûtement avec débris d'Échinodermes et Miliolidés remaniés. Le ciment est un calcaire cristallin à gros nodules d'encroûtement et à quelques fines gravelles, avec des débris de Lamellibranches, des radioles de Cidaridés et divers autres débris d'Échinodermes. Les galets sont donc par leur nature fort peu différents du ciment..... 0,10 à 0,15 m
- marnes grises 0,05 m
- marnes sableuses ocre roux, quelques galets de calcaire compact..... 0,25 m
- calcaire graveleux, à nodules d'encroûtement, débris d'Échinodermes souvent en partie épigénisés par de la calcédoine..... 0,15 m

BATHONIEN INFÉRIEUR. — Nous retrouvons au-dessous de l'ensemble précédent un calcaire compact blanc à taches roses, avec *Trocholina sp.* semblable à celui déjà décrit dans la coupe du Byolet.

3. La comparaison de la coupe précédente avec les affleurements de la tranchée de chemin de fer, depuis le tunnel voisin de la Maison du Chevreuil jusqu'à la Vessoie-Dessus est intéressante parce qu'elle permet de dater par des Ammonites des faciès déjà rencontrés, et que d'autre part nous n'y retrouvons plus les niveaux conglomératiques du Bathonien supérieur de la gare d'Andelot, bien que les deux coupes ne soient distantes que de 7,5 km. Nous avons noté, de haut en bas :

OXFORDIEN. — Marnes argileuses, gris bleuâtre, renfermant de nombreux fossiles pyriteux, des zones à *mariae* et *praecordatum* : *Creniceras crenatum* (BRUG.), *Proscaphites sp.*, *Campylites jolleri* (JEANNET), *Lissoceratoides rollieri* (DE LORIO), *Perisphinctes jov. sp. indet.* ².

CALLOVIEN. — Calcaire gris, roux en altération, légèrement gréseux et à Entroques ; nombreux débris (Huîtres, Trigonies), petits cubes de pyrite..... 0,20 m
Ce même banc latéralement (X = 881,45 ; Y = 213,30) présente à sa surface un hard-ground. Le calcaire est également en sur-

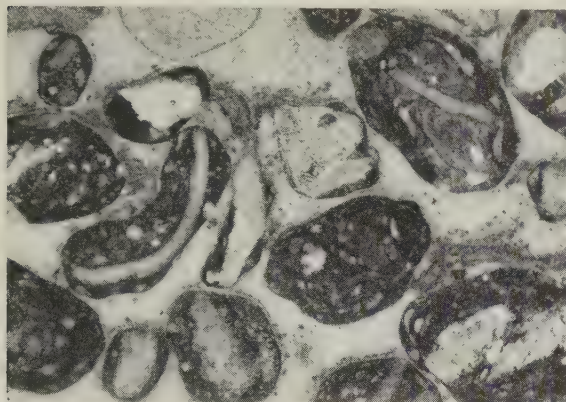
2. Je remercie vivement M^{me} Basse de Ménorval qui a bien voulu me déterminer ces espèces.

face riche en oolithes ferrugineuses avec de nombreux Pectinidés, Ostréidés, et en Ammonites : *Renckeia anceps* (REIN.), *Renckeites douvillei* (STEINMANN), *Renckeites stuebeli* (STEINMANN).

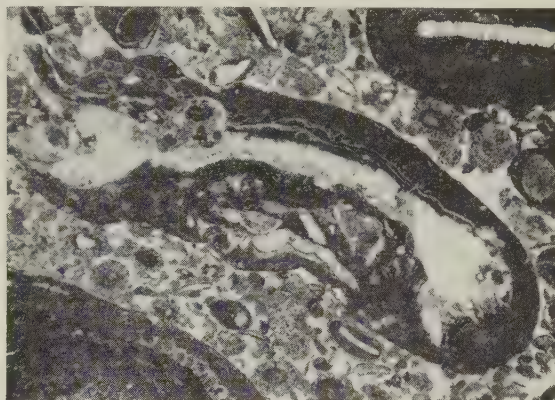
- marnes grises 0,40 m
- calcaire grumeleux gris rosé à Entroques, lumachellique par endroits se débitant en épaisses plaquettes (faciès Dalle nacrée).. 0,50 m

BATHONIEN SUPÉRIEUR. — Il est représenté par 8,70 m de calcaires graveleux ou oolithiques alternant avec quelques bancs marneux.

BATHONIEN INFÉRIEUR. — Sous l'ensemble précédent nous retrouvons le calcaire compact à taches roses et à nombreux Foraminifères ; il passe progressivement vers la base à un calcaire oolithique.



A



B

FIG. 1.

A : Calcaire à nodules d'encroûtements (Bajocien inférieur), $\times 16$ env. — B : Calcaire à momies (Bathonien inférieur), $\times 10$.

la coupe de l'Angillon, deux dans celle du Byolet).

b) *Microfaciès particuliers*. Malgré les variations latérales et l'absence d'Ammonites dans le Bathonien, il existe plusieurs niveaux repères constants, caractérisés par des microfaciès particuliers ; deux parmi ceux-ci ont spécialement retenu mon attention.

— Calcaire à « nodules d'encroûtement ». Un niveau de 3 m d'épaisseur, situé 25 m au-dessus des calcaires fétides à joints charbonneux pris comme base du Bajocien inférieur, se révèle formé exclusivement de nodules aux formes irrégulières mais arrondies dans une pâte de calcite cristalline. Bien qu'ayant macroscopiquement l'aspect de gravelles, ces nodules présentent au microscope une structure nette. A leur centre se trouve un fragment de test de Mollusque ou d'Echinoderme. Il est entouré par un ensemble de calcite microcristalline perforé de cavités dont l'arrangement rappelle soit des Foraminifères encroûtants des genres *Nubecu-*

L'étude des coupes qui précèdent met particulièrement en lumière les faits suivants :

a) *Variations d'épaisseur et de faciès*. L'épaisseur de l'ensemble calcaire Bajocien-Bathonien est considérable : 260 m dans la Joux alors qu'il ne dépasse pas 200 m dans la région salinoise. Des traces nettes de déséquilibre dans la sédimentation existent à la fin du Dogger, ainsi qu'en témoignent le hard-ground de la Vessoye et le conglomérat local de la gare d'Andelot ; ce déséquilibre s'accompagne de variations latérales d'épaisseur (la Dalle nacrée, qui a 5 m à Andelot, n'a plus que 50 cm à la Vessoye) ou même de faciès (un seul niveau de calcaire compact dans

laria DEFR. ou *Nubeculinella* CUSH. décrits surtout par P. H. Derville [1935], soit très nettement des zoaria de Bryozoaires, soit beaucoup plus rarement des filaments d'Algues codiacées, les Girvanelles, auxquelles Dangeard [1935] attribue une grande importance dans la formation des pisolithes.

Ces nodules ayant généralement la dimension des oolithes, je ne pense pas souhaitable de les désigner du terme de pisolithe, et préfère les nommer, d'après leur origine, nodules d'encroûtement (fig. 1 A). Les taches roses observées dans les calcaires compacts du sommet du Bathonien inférieur, que Rollier [1911] attribuait à des *Lithothamnium* présentent la structure typique de ces encroûtements.

— Calcaire à « momies ». Parfois l'encroûtement est tel que le test central reste encore bien visible macroscopiquement. Le fossile paraît alors comme momifié. Cette désignation de « momie » a été créée par G. Steinmann [1880] pour ces « pralines » qu'il avait rencontrées à la

base de la Grande Oolithe près de Ferette (carrière d'Arlesheim). Il croyait pouvoir en attribuer la formation à des Éponges calcaires, les Pharétrones. Les momies forment dans le calcaire des sphères ou des ellipsoïdes qui restent fréquemment en relief à la surface du banc ; leur taille varie de 0,5 à 2 cm. Autour d'une coquille calcitique (fig. 1 B), Bryozoaires et Foraminifères fixés (*aff. Bullopora* QUENSTEDT) paraissent avoir déposé la gaine de calcite dans laquelle ils sont eux-mêmes inclus. Deux niveaux de calcaires à momies marquent la limite de la Grande Oolithe, l'un au sommet, sans doute d'une grande extension géographique puisque M. Mattauer [1960] a déjà signalé son existence aux environs de Besançon, l'autre à la base, lié au niveau lumachelique à *Ostrea acuminata*.

CONCLUSIONS À L'ÉTUDE DU DOGGER. — L'épaisseur et la variabilité des dépôts zoogènes font penser à une lente mais irrégulière subsidence du fond de la mer. La sédimentation devait être fréquemment troublée par la présence de courants (stratification entrecroisée des bancs) ou parfois même totalement interrompue, les dépôts fraîchement déposés étant alors remaniés et formant un conglomérat. En l'absence d'Ammonites, il paraît difficile de dater précisément de telles « lacunes » par ailleurs certainement assez brèves. L. A. Girardot [1896] rapporte l'existence de nombreuses surfaces taraudées, mais la première lacune importante se situerait à la fin du Bajocien (en tout cas au sommet de la Grande Oolithe) ; la seconde, au Bathonien supérieur (au-dessus du calcaire compact à taches roses), est marquée localement par le conglomérat d'Andelot. Enfin le hard-ground callovien supérieur de la Vessoie correspond à une zone où la Dalle nacrée est déjà très réduite.

Tectonique.

La tectonique de la région de la Joux est dans son ensemble assez simple : il s'agit essentiellement d'une région subtabulaire coupée de failles à rejet vertical. La carte structurale (fig. 2) met nettement en évidence les divers éléments qui vont être rapidement décrits.

LE PLATEAU DE CHAMPAGNOLE. — Le pendage général du plateau est dirigé vers l'Ouest-Nord-Ouest, avec une pente maximale sur sa bordure orientale d'une dizaine de degrés. La base du Lias qui affleure aux environs de 300 m sur la bor-

TERTIAIRE. — J'ai rapporté au Tertiaire une formation désignée dans la notice de la première édition de la carte géologique au 80 000^e sous le nom de poudingue à galets impressionnés de Charbonny. Bien visibles en deux points de la route de Champagnole à Pontarlier (X = 880,30, Y = 205,35 et X = 879,35 ; Y = 203,90), le poudingue paraît plaqué contre l'Hauterivien. Quelques niveaux argilo-sableux lui donnent une stratification fruste ; son pendage est d'une vingtaine de degrés vers le Nord-Ouest. Les galets sont polyédriques à de multiples faces planes dont les arêtes sont émousées ou nettement arrondies. Toutes les faces portent des stries orientées dans une même direction pour chaque galet. La nature de ces galets est un calcaire du Portlandien supérieur ou du Néocomien. Le ciment est un grès composé de cailloux souvent encore striés et de grains de sable fréquemment unis entre eux par des cristallisations de calcite. Ce sable consiste en grains anguleux de calcaire ainsi qu'en un grand nombre de grains de quartz émousés-luisants et des minéraux lourds : glauconie surtout, hématite et tourmaline.

Le poudingue n'est donc pas à galets « impressionnés » mais striés. Ces stries sont beaucoup trop fines et régulières pour être d'origine glaciaire ou fluviale ; une origine tectonique me semble la plus probable. Le poudingue se trouve à quelques centaines de mètres d'une faille importante, la faille de Courvières, et les galets ont dû être façonnés lors du jeu de celle-ci. Quant au ciment quartzo-glauconieux, il provient certainement du remaniement sur place de sables verts albiens. En l'absence de toute faune, nous retiendrons la situation de ce poudingue : il paraît lié à des cassures, mais postérieur à elles ; il est par contre antérieur à une phase importante de plissement puisqu'il a un pendage de 20°.

La lédonienne se trouve dans la combe des Nans à 660 m d'altitude. La présence de Keuper au centre de l'anticlinal des Nans ne semble pas due à un phénomène de diapirisme, le Lias inférieur (la dalle sinémurienne à Gryphées en particulier) ayant un pendage très régulier. Le fait que ce pendage soit plus accentué d'une dizaine de degrés que celui des calcaires bajociens sus-jacents peut fort bien s'expliquer par une disharmonie au niveau du Lias moyen ou supérieur marneux, semblable à celle dont A. Caire [1959] a déjà prouvé l'existence dans la région salinoise.

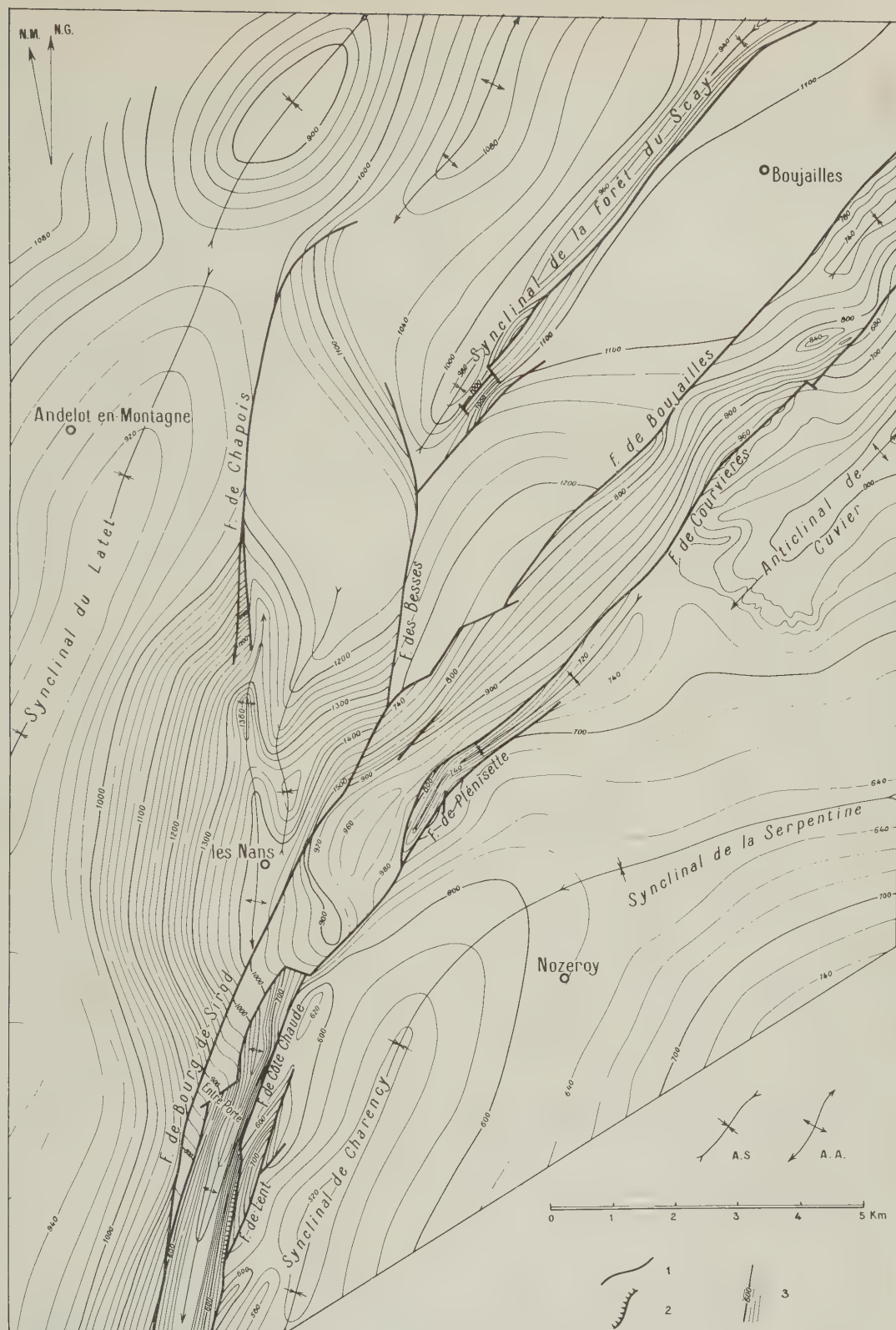


FIG. 2. — Carte structurale de la région de Champagnole-Nozeroy, établie au toit du Kimméridgien.

1 : faille verticale ; 2 : faille chevauchante ; 3 : équidistance des courbes (20 m) ; A. S. : axe synclinal ; A. A. : axe anticlinal.

La carte a été établie au moyen de coupes sérieées au 20 000^e et vérifiée en plusieurs points par des calculs directs. Le niveau repère choisi comme limite Kimméridgien-Portlandien est le 30 novembre 1961.

banc calcaire à *E. virgula*. Pour toute la partie située à l'W de la faille de Boujailles-Bourg-de-Sirod, où le Kimméridgien a été enlevé par l'érosion, les courbes ont davantage une valeur figurative que de précision intrinsèque. Pour la bande interfailles, la précision est d'environ 5 m ; pour la partie à l'E de la faille de Courvières, de 10 à 15 m.

Seule la partie nord de l'anticlinal est faillée (faille de Chapois).

Le plateau présente des ondulations faibles, cependant bien marquées dans la topographie. Le synclinal de la forêt du Scay doit sa curieuse position perchée à une faille qui le limite au Sud-Ouest. Celle-ci, jalonnée de brèches, met en contact un Séquanien incliné vers le Nord-Ouest avec soit l'Argovien ($X = 884,52$; $Y = 217,98$) soit vers sa partie occidentale un Callovien fossilifère, fortement incliné vers le Sud-Est ($X = 880,74$; $Y = 812,94$). La faille s'amortit assez brusquement et les pendages montrent une terminaison périclinal normale. Notons que l'accident se poursuit vers le Nord-Est avec un faible rejet : c'est la faille de Septfontaines décrite par M. Dreyfuss [1952], elle-même se prolongeant jusqu'au faisceau salinois où, près de Mouthier, C. Grandjacquet [1959] a reconnu qu'elle devenait légèrement chevauchante. De même la faille de Boujailles (cf. *infra*) se raccorde à la faille de la Chapelle d'Huin de M. Dreyfuss, qui se termine également près de Mouthier. Le compartiment de Levier des auteurs se trouve ainsi morcelé.

LE PLATEAU DE NOZEROT. — Il se trouve lui aussi marqué par de larges ondulations. La plus forte est celle de l'anticlinal de Cuvier, à cœur de Kimméridgien. Le synclinal de la Serpentine, rempli de dépôts glaciaires, prolonge le synclinal de Charency à la faveur duquel affleure le Barrémien. Deux failles annexes du faisceau de Syam hachent le rebord occidental du plateau : la faille de Plénisette (calcaire glauconieux hauterivien contre Portlandien en $X = 881,48$, $Y = 207,50$) ainsi que la faille de Lent (Barrémien vertical contre Valanginien en $X = 877,60$ et $Y = 199,66$).

LE FAISCEAU DE SYAM. — Dans la région de la Joux il est réduit à une bande légèrement plissée comprise entre deux failles principales : la faille de Boujailles-Bourg-de-Sirod à l'Ouest, la faille de Courvières à l'Est. La première correspond à l'accident principal du faisceau de Syam ; on peut le suivre sur une fort longue distance

vers le Sud. Son rejet maximal est considérable puisqu'il atteint 660 m aux environs des Nans, 320 m près de Boujailles ; il s'amortit doucement au Nord-Est avec 50 m à la Chapelle d'Huin. Le rejet apparent est le plus souvent inverse du rejet réel, puisqu'aux Nans c'est la falaise séquanienne qui domine la combe triasique ; près de Boujailles, c'est un escarpement portlandien qui domine la plaine oxfordienne. La faille de Courvières, sensiblement parallèle à la précédente, met en contact le Jurassique supérieur avec le Néocomien. Son rejet est maximal près de Charbonny avec 340 m — c'est à cet endroit même que se trouve le poudingue à galets rayés ; mais elle s'amortit rapidement et disparaît dans le Portlandien du bois des Auges. Vers Mournans, un accident perpendiculaire la fait bifurquer en deux branches, l'une qui rejoint rapidement la faille de Bourg-de-Sirod, l'autre, la faille de Côte Chaude, qui chevauche le compartiment effondré près de Lent, mais redevient verticale plus au Sud.

Les coupes transversales (fig. 3) illustrent le devenir vers le Sud de la bande plissée inter-failles. Au niveau de la cluse d'Entre Porte (coupe H), la grande masse à faible pendage des calcaires et dolomies portlandiens, limitée à l'Ouest par un étroit synclinal pincé à cœur valanginien, devient brusquement verticale au sortir du défilé et même s'infléchit en un pli en genou au pied duquel se trouvent des couches du Valanginien supérieur horizontales. Plus au Sud (coupe I), le Portlandien, qui a un pendage de 50° vers l'Ouest, repose sur un Valanginien supérieur qui a même pendage ($X = 877,63$; $Y = 200,45$). L'anticlinal dissymétrique d'Entre Porte devient ici chevauchant. Au niveau du tunnel de Sirod (coupe J), le flanc oriental de l'anticlinal redevient vertical et le Valanginien se redresse brutalement au contact des calcaires portlandiens laminés. Le pli se trouve comme moulé par les deux failles principales de Bourg-de-Sirod et de Côte Chaude. Il est donc postérieur à elles, mais chevauche le compartiment effondré. Nous avons donc là une faille-pli typique, à regard est.

Conclusion.

La structure du faisceau de Syam dans la région de la Joux, telle qu'elle a été décrite, peut être expliquée par la succession suivante des phénomènes tectoniques :

— léger bombement anticlinal dans la région

de Bourg-de-Sirod — les Nans, dont le cœur bourré de Trias se casse dans une direction NNE-SSW, en même temps que le plateau de Champagnole bascule vers l'Ouest ;

— suivent une série de phénomènes subcon-

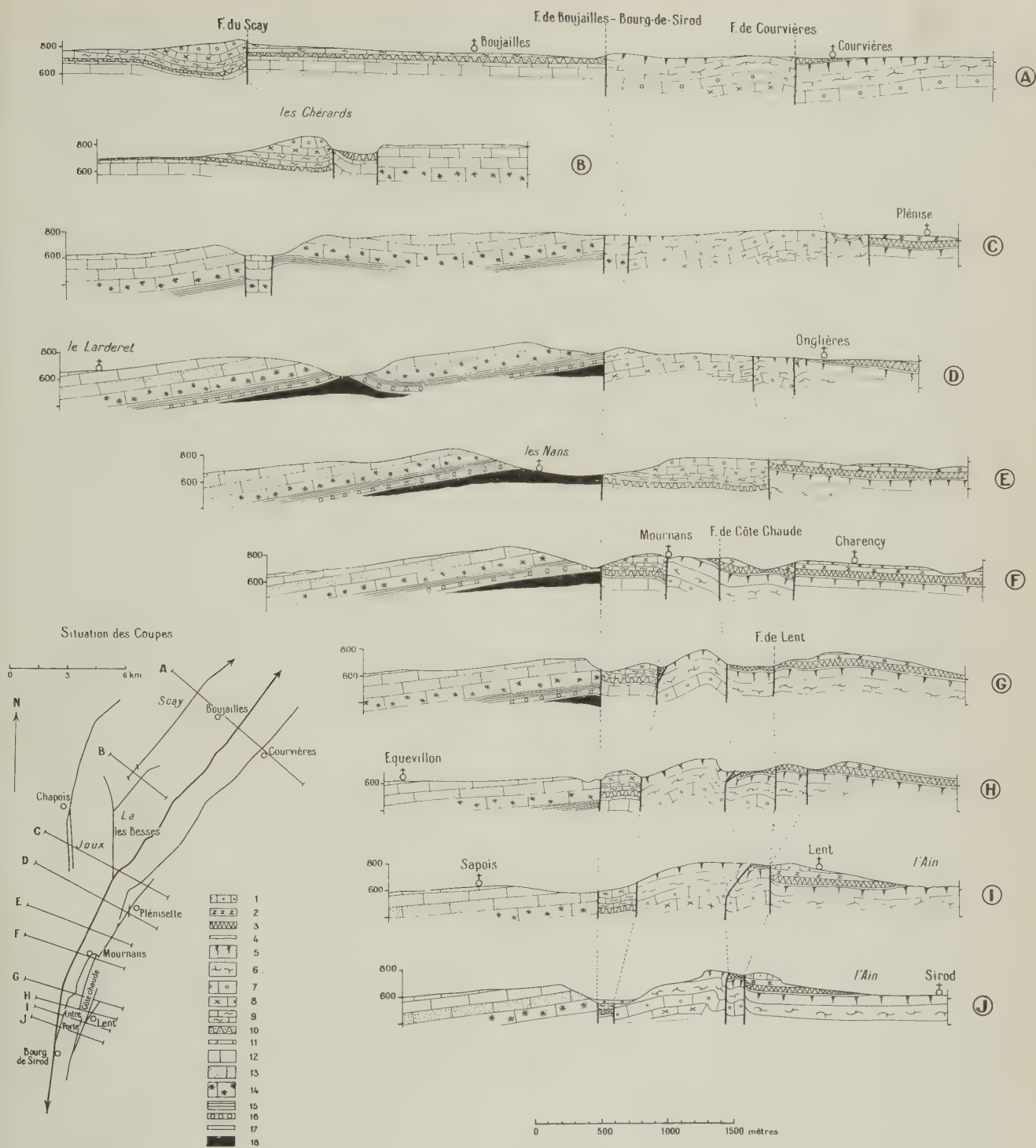


FIG. 3. — Coupes sériees.

1 : Barrémien ; 2 : Hauterivien ; 3 : Valanginien ; 4 : Purbec-
kien ; 5 : Portlandien ; 6 : Kimméridgien ; 7 : Séquanien ;
8 : Rauracien ; 9 : Argovien ; 10 : Oxfordien ; 11 : Bathonien

supérieur ; 12 : Bathonien moyen ; 13 : Bathonien inférieur ;
14 : Bajocien ; 15 : Toarcien ; 16 : Charmouthien ; 17 : Siné-
murien et Infralias ; 18 : Keuper.

temporaires : dépôt du poudingue de Charbonny (probablement d'âge miocène et lié au jeu vertical des failles NNE-SSW), puis plissement de la zone interfailles et chevauchement partiel du compartiment surélevé sur le compartiment de Nozeroy ;

— formation de cassures secondaires obliques par rapport aux structures précédentes, et

pédiplanation de la surface de Champagnole-Nozeroy.

Rien dans la région étudiée ne permet de dater de manière certaine chacune de ces phases, seules des corrélations peuvent être tentées avec des zones voisines, telle la bordure lédonienne du plateau de Champagnole.

Bibliographie.

- ARKELL W. J. (1956). — Jurassic geology of the world. Londres.
- BOURGEOIS (abbé) (1885). — Compte-rendu de l'excursion du 24 août à Syam, Les Planches, Sirod et Nozeroy. *B. S. G. F.*, (3), XIII, p. 740-747.
- CAIRE A. (1959). — Disharmonies et décollement dans le Jurassique du faisceau salinois (Jura). *Ibid.*, (7), I, p. 816-826.
- (1960). — Remarques sur la tectonique de couverture et les grands accidents transversaux du Jura occidental. *Ann. scient. Univ. Besançon*, (2), n° 13, p. 5-8.
- CHOFFAT P. (1885). — Compte-rendu de l'excursion du 22 août à Andelot-en-Montagne. *B. S. G. F.*, (3), XIII, p. 682-683.
- CORROY G. (1929). — Le Bajocien supérieur et le Bathonien de Lorraine. Corrélations avec les régions voisines, en particulier avec le Jura franc-comtois. *Ibid.*, (4), XXIX, p. 167-188.
- DANGEARD L. (1935). — Les pisolithes à Girvanelles dans le Jurassique de Normandie. *Ibid.*, (5), V, p. 263-276.
- DERVILLE H. (1935). — Observations et réflexions sur le genre *Nubecularia*. *Ibid.*, (5), V, p. 621-628.
- DREYFUSS M. (1952). — Feuille de Pontarlier au 50 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. L, n° 237, p. 125-132.
- (1956). — Jurassique (France). In *Lexique stratigraphique international*, vol. I, fasc. 4 a V. Paris, Centre nat. Rech. scient.
- GIRARDOT L. A. (1896). — Études géologiques sur la Franche-Comté septentrionale. Le système oolithique. Paris.
- GLANGEAUD L. (1949). — Les caractères structuraux du Jura. *B. S. G. F.*, (5), XIX, p. 669-688.
- (1949). — Le rôle du socle dans la tectonique du Jura. In Session extraordinaire de la Société géologique de Belgique à Besançon. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 73, p. 57-94.
- (1951). — Les problèmes du Jura. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 765-770.
- GRANDJACQUET C. (1960). — Données nouvelles sur le faisceau salinois à l'Ouest de Mouthier (Doubs). *Ibid.*, (7), I, p. 827-832.
- GUILLAUME A. (1960). — Contribution à l'étude géologique de la région de Champagnole (Jura). Thèse 3^e cycle, Paris (inédit).
- MATTAUER M. (1960). — Notes de géologie bisontine. *Ann. scient. Univ. Besançon* (2), n° 13, p. 3-4.
- ROLIER L. (1911). — Les faciès du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines. Zurich.
- STEINMANN G. (1880). — Die Murnen des Hauptrogensteins. *Neues Jahrb. Miner., Geol., Pal., Abh.*, 1st Bd, p. 151-154.
- THEOBALD N. (1957). — Variations de faciès du Bathonien du Jura franc-comtois entre Belfort et Besançon. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, n° 61, p. 15-26.
- THEOBALD N. et BOURQUIN J. (1957). — Récentes découvertes d'Ammonites dans le Bajocien du Jura franc-comtois. *Ibid.*, n° 61, p. 27-57.

Subsidence et enallaxie : deux phénomènes qui président aux dépôts stériles et phytogènes du Stéphaniens de Lons-le-Saunier (Jura)

par Georges LIENHARDT *.

Sommaire. — Le Stéphaniens stérile de Lons-le-Saunier est formé de deux grands groupes de roches : les premières (feldspathiques) sont le résultat de la désagrégation d'une roche-mère dénudée ; les secondes (sans feldspath), au contraire, sont issues d'un sol pédogénétique installé sur une roche-mère de même nature que la précédente. L'enallaxie est l'alternance de deux termes (avec ou sans feldspaths) se succédant l'un à l'autre tant que les conditions requises à leur formation le permettent. La notion d'affaissement lent et continu invoqué par A. Bersier suffit pour expliquer l'accumulation des stampes stériles. Par contre, la subsidence, définie par P. Pruvost, est nécessaire pour expliquer la grande extension des veines de charbon.

I. ORIGINE DES SÉDIMENTS STÉRILES. — L'étude détaillée des sondages exécutés en vue de la reconnaissance du bassin stéphaniens de Lons-le-Saunier¹ permet de distinguer deux grands groupes de roches stériles dont les compositions particulières — avec ou sans feldspath — s'expliquent par deux processus d'altération différents de la roche mère.

1. *Description des sédiments.* a) *Sédiments fins sans feldspath* (proportion environ 40 %). Ce sont des schistes fins, des schistes gréseux et des grès gris fins.

Ces roches sont toujours fines et de couleur noire, due à la présence de matières organiques d'origine *a priori* végétale ; quartz et micas sont finement détritiques et les carbonates abondants ; on observe enfin une phase argileuse cryptocristalline dont l'étude par diffractométrie aux rayons X permet de distinguer difficilement, en pics de très faible intensité, de l'illite et de la chlorite, mais pratiquement jamais de kaolinite.

b) *Sédiments grossiers feldspathiques* (proportion environ 60 %). Ce sont des arkoses et conglomérats.

Il s'agit ici de roches très différentes des précédentes, à grain grossier, de couleur claire, et caractérisées par la présence en quantité à peu près équivalente de quartz et de feldspaths.

Ces derniers ne sont que rarement frais, ils ont subi le plus souvent une altération assez

poussée ; dans certains cas, la forme primitive du cristal est conservée ; dans d'autres, la phase argileuse qui en dérive constitue la trame de la roche. L'analyse aux rayons X de ces argiles révèle les pics d'intensité égale et souvent importante, caractéristiques de l'illite et de la kaolinite. Les carbonates sont également assez abondants.

2. *Origine des sédiments.* — L'origine de ces sédiments peut très bien s'expliquer de la façon suivante, en appliquant la théorie de la biorhexistase émise par H. Erhart [1956].

a) *Roches-mères.* Les sondages exécutés dans le Jura externe et en Bresse n'ont recoupé, comme formation antérieure au Stéphaniens, que du Crétacé ; il s'agit de granite, granite migmatitique, voire de gneiss, toutes roches cristallines acides et *a priori* seules roches-mères possibles.

b) *Altération différenciée de la roche-mère.* Il apparaît que l'altération de la roche-mère s'effectue en deux stades. En premier lieu l'arrachement des éléments au relief environnant est dû à une érosion brutale qui (premier transport) épand galets et blocs en de vastes aires.

* Bureau de recherches géologiques et minières, Paris. Note présentée à la séance du 8 mai 1961.

1. Je remercie les Directions des Charbonnages de France, des Houillères du bassin de Blanzey et du B. R. G. M. d'avoir bien voulu m'autoriser à publier ces résultats.

Puis se fait un remaniement du matériau résultant de la désagrégation de ces accumulations de blocs et galets, lequel est différent suivant la présence ou l'absence de végétation. Mais de toute façon, *et ce fait est capital, la distance de ce second transport est pratiquement identique dans l'un ou l'autre cas*².

1^{er} cas : présence de couverture végétale (cf.

fig. 1). Il y a alors création d'un sol pédogénétique : la plupart des minéraux initiaux sont presque complètement détruits, même le quartz subit un morcellement assez fin. L'évacuation simultanée des phases migratrices et résiduelles de la pédogenèse (le filtre que constitue la forêt est très imparfait) provoquera ainsi le dépôt du groupe de roches sans feldspath.

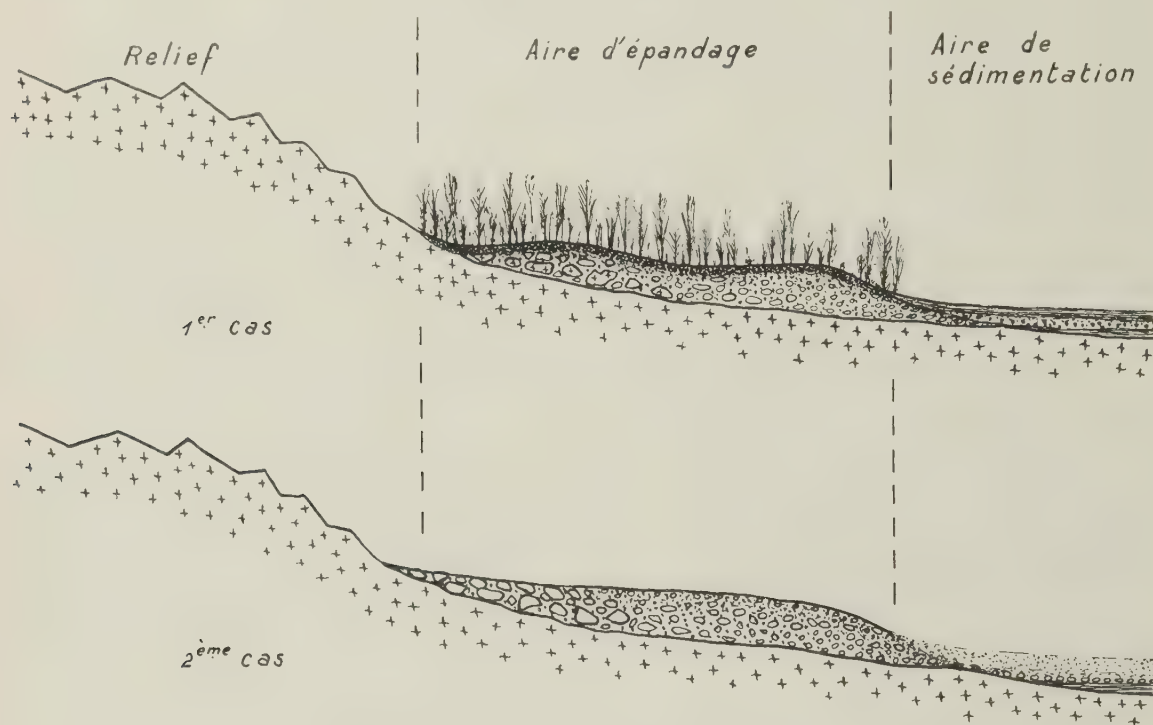


FIG. 1. — Schéma montrant les deux processus d'altération de la roche-mère.

2^e cas : absence de couverture végétale (cf. fig. 1). L'altération de la roche-mère se poursuit et l'on retrouve dans l'arkose sédimentée tous les minéraux initiaux plus ou moins altérés. Il s'agit du groupe de roches à feldspaths.

Conclusion. — L'intérêt de telles observations ne réside pas seulement dans la connaissance pure et simple de ces sédiments stériles, mais aussi et surtout dans les conséquences qu'elles impliquent en matière d'organisation des dépôts.

II. ORGANISATION DES DÉPÔTS STÉRILES : ENALLAXIE.

1. *Enallaxie.* Le fait le plus remarquable de l'organisation du dépôt est sans conteste l'alternance de bancs de l'un et l'autre groupe de ces

roches. Si l'on garde à l'esprit les conclusions rappelées ci-dessus concernant l'origine des schistes et arkoses, ce phénomène prend une importance prépondérante, et je propose de lui donner le nom d'enallaxie (du grec ἐναλλάξ alternative-ment). Il s'agit donc d'une alternance de deux termes bien définis, se succédant l'un à l'autre tant que les conditions requises à leur formation le permettent, et c'est l'assemblage théoriquement constant de ces deux termes, élément de base de l'enallaxie, que j'appellerai le « thème enallactique ».

2. *Composition du thème enallactique.* De semblables observations laissent supposer dès le dé-

2. En effet, la distance de l'aire d'épandage au bassin de réception est toujours du même ordre de grandeur.

part (ce qui s'avère exact à l'examen détaillé) que l'étude cyclique classique, basée uniquement sur le classement des grains, sera peu probante, et qu'il n'existe pas une séquence type s'étaguant par ordre de granulométrie décroissant du conglomérat au schiste fin, voire au charbon.

Par contre, lorsque l'on accorde une importance primordiale à l'origine de la roche, le terme inférieur (dont l'épaisseur varie de 1 à 50 m) grossier, arkosique, qui résulte de l'érosion d'une roche-mère dénudée, est formé d'un matériau transporté ni assez longtemps ni assez loin pour donner des lithotypes fins ; le terme supérieur (dont l'épaisseur varie de 0,10 à 10 m, rarement plus) fin, sans feldspath, qui provient de la destruction de la même roche-mère mais couverte de forêt, c'est-à-dire préalablement altérée en un sol pédogénétique, est composé de matériaux, fournis plus fins à l'agent transporteur ; les felspaths sont déjà détruits, les quartz ont été préalablement morcelés par la pédogénèse.

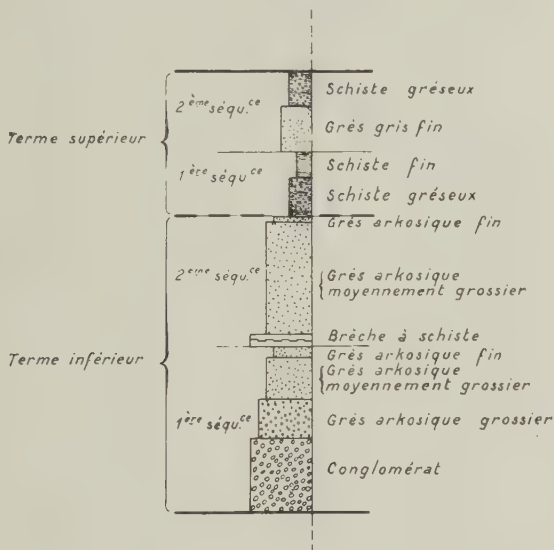


FIG. 2. — Exemple de composition du thème enallactique.

Pour un transport quasi identique, les sédiments du terme supérieur seront plus fins que ceux du terme inférieur, mais chacun aura subi les phénomènes classiques de tri mécanique propres à tout transport par l'eau, engendrant, dans chaque terme, une ou plusieurs séquences (voir fig. 2). La comparaison de nombreux diagrammes permet de définir les deux séquences types de la façon suivante :

— Séquence du terme inférieur : conglomérat-grès arkosique grossier, grès arkosique moyennement grossier, grès arkosique fin.

— Séquence du terme supérieur : grès gris fin, grès schisteux et schistes gréseux, schistes fins.

Le problème du charbon sera étudié par la suite, et nous verrons que le charbon est totalement indépendant des phénomènes décrits dans ce paragraphe, mais qu'il est toujours situé dans le terme non feldspathique.

3. *Répartition des séquences.* L'extension verticale des séquences est classique dans le Stéphanien, les différents lithotypes sont plus ou moins épais, les séries plus ou moins complètes, comme il est de règle dans ce genre de phénomène ; je ne m'attarderai donc pas sur ces observations.

L'étude de l'extension horizontale, par contre, est très fructueuse car elle permet entre autre de faire l'observation générale suivante : si l'on compare un même thème dans plusieurs coupes voisines, il n'est pas possible de raccorder les différentes séquences de chaque terme respectivement entre elles, étant donné leur nombre différent. Ce qui implique pour chaque terme des imbrications de lentilles sédimentaires dont on peut admettre la taille et l'extension très variable suivant les conditions de dépôt. Des traces de ravinements locaux sont observées (brèche à schiste, érosion de niveau stratigraphique...).

Conclusion : mode de dépôt. L'étude de l'organisation du dépôt des stériles, la faible extension horizontale des séquences permettent d'assimiler ce type de sédimentation à celui que A. Bersier [1949] a décrit pour la molasse de Lausanne. Se référant entre autre à l'étude du delta du Mississippi et se basant sur une observation très nette qui montre l'action de courants soudains provoquant une érosion, puis un apport de matériel grossier (caractère également observé sur les carottes de sondages du Stéphanien de Lons), cet auteur conclut à une sédimentation par courants fluviaux vagabonds provoquant des dépôts lenticulaires.

Un deuxième point très important de cette théorie est que ces phénomènes ne nécessitent pas l'intervention d'un mouvement de descente prolongé et discontinu (subsidence au sens propre), mais d'un affaissement lent et continu, et A. Bersier de conclure : « Toutes ces sédimentations détritiques de subsidence, et beaucoup d'autres encore, se relient à travers temps et espace pour former une famille permanente jusqu'à celles des deltas actuels ».

L'application de cette théorie aux dépôts stériles du Stéphanien de Lons est extrêmement sé-

duisante, car elle justifie la brièveté spatiale des séquences par rapport à l'extension plus grande des deux termes évoqués ci-dessus. Elle donne également une explication simple de la rhéostasie locale et passagère sévissant sur une aire d'épandage par le simple déplacement des cours d'eau.

J'ai tenté de schématiser toutes ces données sur la figure 3. On voit très bien les relations qui existent entre relief, aire d'épandage et de sédimentation d'une part, et le réseau hydrographique torrentiel en amont, divagant en aval d'autre part. Enfin, pour simplifier le dessin, j'ai considéré que la répartition géographique de

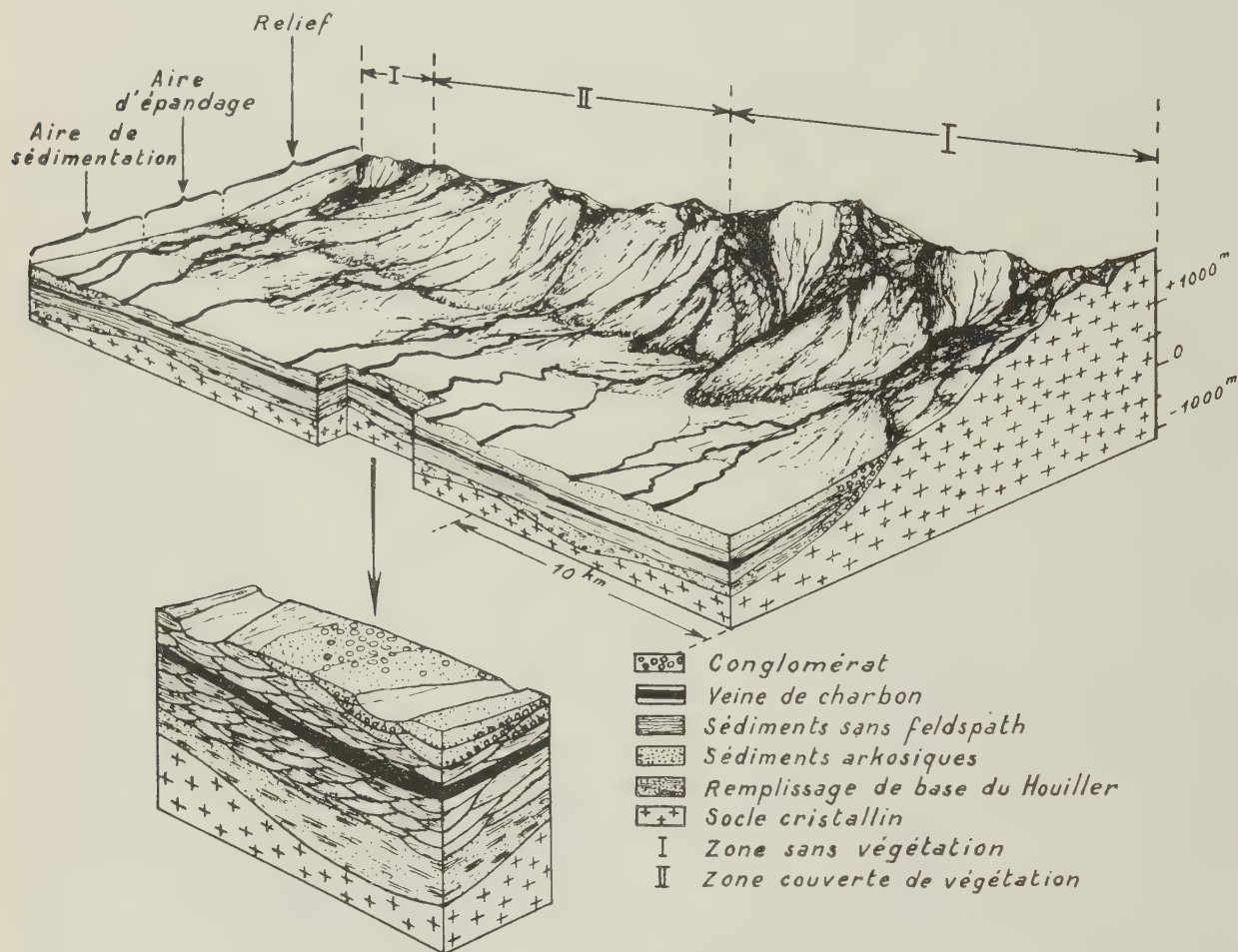


FIG. 3. — Schéma du mode de dépôt des sédiments stériles du Stéphanien lédonien.

la végétation concordait directement entre relief et aire d'épandage (c'est sur cette dernière que l'action de la forêt sera la plus efficace).

Un affaissement lent et continu suffit pour expliquer les phénomènes évoqués ci-dessus et contribue à l'élaboration des stampes stériles de ce Stéphanien.

III. DÉPÔT DU CHARBON. — Il est classiquement admis que le dépôt phytogène est le résultat ultime du classement granulométrique des dépôts

dans le lac houiller. Ce principe amène les différents auteurs ayant étudié ces phénomènes à proposer une séquence type, évidemment variable suivant le Houiller considéré, dont la succession générale est faite d'éléments à granulométrie décroissante allant du conglomérat au schiste fin et en dernier ressort au charbon.

J'ai montré plus haut qu'il n'y a pas de séquence type unique pour tous les stériles du Stéphanien lédonien, mais deux séquences caractéristiques respectivement des roches sans feldspath et des

roches arkosiques. Je me propose maintenant de tenter d'établir la place du charbon dans cette organisation.

1. *Le charbon et la séquence détritique.* L'étude détaillée des carottes prélevées à Lons-le-Saunier ne me permet pas d'admettre les règles classiques rappelées brièvement ci-dessus, et je pense qu'il convient avant tout de se remettre en mémoire, une différence originelle fondamentale :

— les stériles sont des sédiments d'origine purement minérale provenant de la destruction d'une roche-mère dont la présence est constante ;

— le charbon, tout au contraire, est d'origine purement végétale, provenant de la transformation convenable d'un matériel phytogène fourni par les plantes, dont l'existence peut être éphémère.

Cette distinction naturelle aura des répercussions sur tout le dépôt, en effet :

a) les minéraux résultant de l'altération de la roche-mère ne sont jamais détruits de façon absolue, d'autant plus que la distance entre l'aire d'épandage et le lieu de sédimentation semble relativement courte ici (30 km environ séparent la coupe de Grozon, où le Trias repose directement sur le granite, et le lieu des observations servant de base à cette note) ; par contre, un élément végétal (cuticule, pollen...), malgré sa résistance naturelle, peut parfaitement, après putréfaction par exemple, avoir complètement disparu.

b) malgré les réserves énoncées au paragraphe précédent, il arrive que du matériel phytogène se dépose. Il est alors toujours en contact direct avec un dépôt schisto-gréseux sans feldspath qui par définition ne peut être engendré que si la roche-mère est préalablement altérée en un sol pédogénétique, lui-même dû à la végétation, unique fournisseur du matériel phytogène. Si elle faisait partie de la séquence type, la veine de charbon devrait toujours être interstratifiée entre un élément supérieur (terminaison d'une première séquence) et un élément inférieur (début d'une seconde séquence). Autrement dit, la veine devrait par définition avoir toujours pour mur un schiste fin et pour toit un grès gris fin. Il serait également possible, dans le cas très rare d'une succession cyclique *stricto sensu*, que la position de la veine soit comprise entre deux banes de schistes fins.

Ces observations, découlant de la règle théorique, sont loin d'être générales dans le bassin de Lons-le-Saunier.

c) si au contraire on sépare très nettement stériles et charbon, on peut constater que le char-

bon semble s'insinuer n'importe où dans la séquence. Je donne (fig. 4) quelques exemples de cette observation. Ce phénomène devient particulièrement net lorsque l'on observe le comportement de la même veine, sur une assez grande étendue. Je figurerai un tel exemple complet dans un travail plus important et j'en rapporterai simplement la conclusion que la même veine est tour à tour à la base, au milieu ou au sommet d'une séquence détritique. Il semble bien qu'il y a interférence des deux dépôts, mais le détritique est très ralenti, ne se manifestant que dans les « cendres » de la couche.

d) enfin une dernière observation et non des moindres, concernant la relation entre veine et séquence détritique, est l'incompatibilité de la très grande extension horizontale de la veine en regard de l'exiguïté relative d'une séquence stérile. *Ce qui signifie que d'un endroit du bassin à l'autre la veine passe dans différentes séquences juxtaposées.*

2. *La veine de charbon : accident sédimentologique.* Il ressort des faits rapportés ci-dessus que le dépôt de la veine ne dépend pas des mêmes conditions que le dépôt des stériles. *Le simple classement granulométrique n'est donc pour rien dans l'association stérile-charbon d'une même séquence.*

Un des plus beaux arguments de la coupure sédimentologique existant entre les deux dépôts est probablement la présence, observée maintes fois, d'un sol fossile existant dans le mur de la veine, témoin d'une implantation végétale. Ceci reste valable même si l'extension de la veine (ce qui à Lons est souvent le cas) est plus grande que celle du sol de végétation.

Ainsi donc, tout concourt à faire de la veine du Houiller lédonien, un événement sédimentologique à caractère accidentel que seules des conditions particulières peuvent réaliser.

Conclusion : rôle de la subsidence dans le dépôt d'une veine de charbon. J'ai considéré par ailleurs que le dépôt stérile se fait en régime hydrographique divagant et que le bassin de réception est alors affecté d'un affaissement lent et continu. Si ce mécanisme était ininterrompu, de par le jeu de conditions constantes, il n'y aurait aucune raison pour que cela cessât et il n'y aurait probablement jamais dépôt de charbon.

C'est donc une modification profonde affectant tout le bassin de réception sédimentaire qui doit avoir lieu et que je vais tenter d'interpréter.

Si l'affaissement lent et continu vient à s'arrêter ou à diminuer très fortement, les rivières combleront la totalité de l'aire de sédimentation

affectée par le phénomène. D'autre part, elles tendront à atteindre leur profil d'équilibre, l'action des cours d'eau deviendra progressivement

nulle, tandis que le comblement leur imposera un étalement en un lac (probablement peu profond) (voir fig. 5).

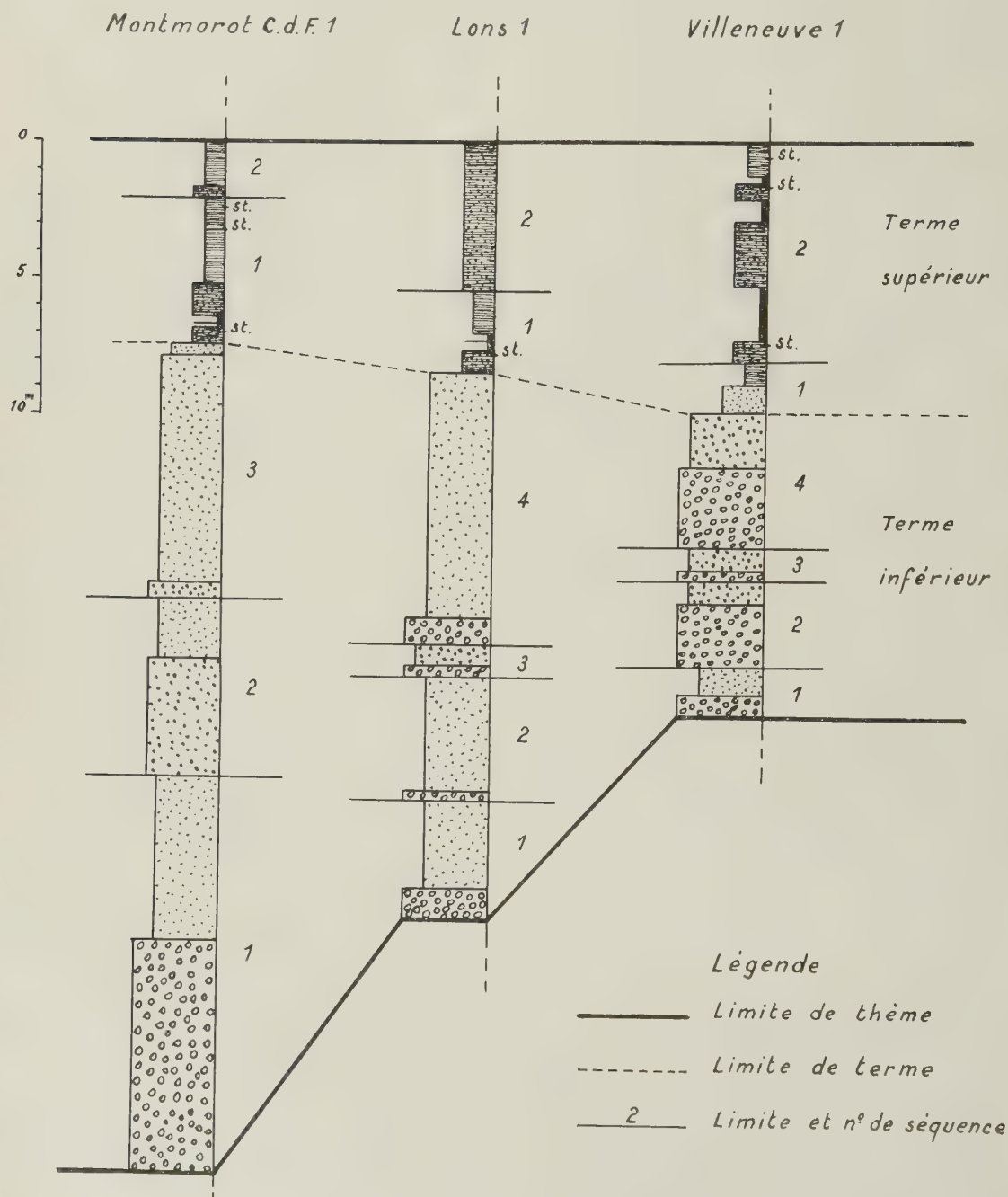


FIG. 4. — Position du charbon dans la séquence détritique.

Ces diagrammes montrent bien la distinction entre sédiments à feldspath et sans feldspath d'une part, et d'autre part, l'individualité du charbon par rapport au détritique.

Sur le rivage la végétation prendra une expansion largement facilitée par l'équilibre atteint. Le matériel phytogène ainsi fourni en abondance se déposera dans l'étendue d'eau calme jusqu'à

ce qu'une reprise plus ou moins brutale de la subsidence (et il s'agira alors de vraie subsidence) vienne rompre l'équilibre et remette tout en cause. Une nouvelle stampé stérile se formera.

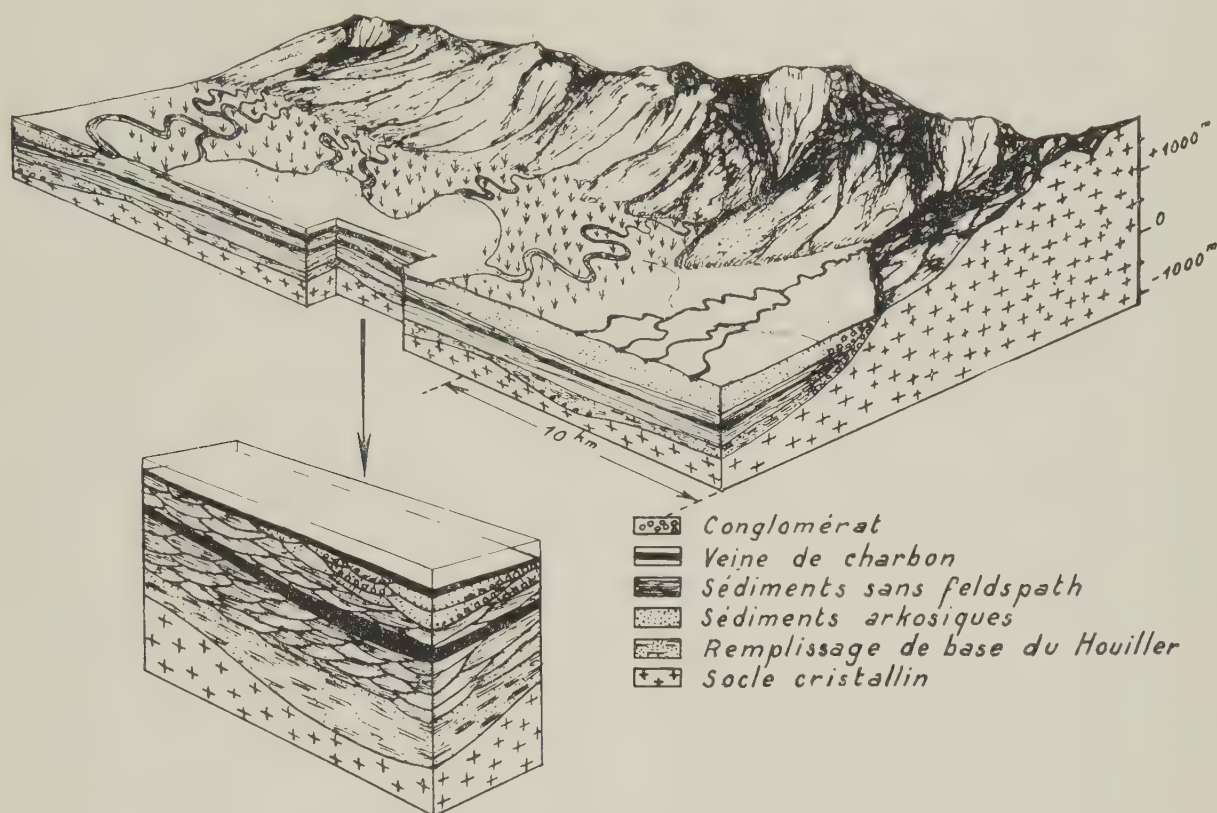


FIG. 5. — Schéma du mode de dépôt d'une veine de charbon dans le Stéphanien lédonien.

CONCLUSION. — Les dépôts stériles et charbonniers sont donc provoqués par des conditions très différentes. Dans le premier cas, nous avons vu qu'un réseau hydrographique divagant et un affaissement lent et continu semblent nécessaires. Dans le second cas au contraire, il y a étalement de l'eau et mouvement de subsidence.

Mais il est bien évident que les phénomènes sont bien plus nuancés que la plume ne peut les décrire. Ainsi par exemple des stériles peuvent également se déposer dans une tranche d'eau étendue et peu épaisse, je pense principalement ici aux toits des veines, surtout s'ils contiennent des sols de végétation fossile.

Bibliographie.

- BERSIER A. (1949). — La sédimentation cyclique du type molassique paralique en fonction de la subsidence continue. *In* Sédimentation et Quaternaire. Bordeaux, Led Sam.
- ERHART H. (1956). — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris, Masson et C^{ie}.

- LIENHARDT G. (1961). — Subsidence et enallaxie, phénomènes fondamentaux régissant les dépôts du Stéphanien de Lons-le-Saunier (Jura). *C. R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 2572-2574.
- PRUVOST P. (1930). — Sédimentation et subsidence. Livre jub. Soc. géol. France, t. II, p. 545.

Observations.

M. J. FABRE fait remarquer : Il convient de féliciter l'auteur pour la façon dont il a abordé ce très intéressant problème. Évidemment dans l'état actuel de nos connaissances des séries continentales, il ne paraît pas possible de se prononcer, dans la plupart des cas, pour un processus continu ou discontinu du phénomène de subsidence. En effet, dans les séries d'argiles et de grès citées nous ne connaissons aucun repère — hormis les sols de végétation — qui souligne les arrêts de l'affaissement, quelque chose qui corresponde par exemple aux hard-grounds des séries marines. Une succession de bancs plus ou moins lenticulaires argilo-sableux peut nous apparaître en sondage comme parfaitement continue alors qu'elle s'est constituée de façon discontinue.

On conçoit mal, d'autre part, comment une veine de charbon peut être la conséquence d'un arrêt de l'affaissement, sans avoir été érodée, d'autant qu'elle représente une épaisseur du dépôt au moins dix fois plus importante que ce que nous observons actuellement. Ce qu'il est difficile d'expliquer, c'est l'absence quasi totale d'apport détritique pendant cette période de sédimentation organique.

M. G. LIENHARDT répond : Je pense que J. Fabre trouvera la plus grande partie des réponses aux questions qu'il

pose dans la note elle-même que je n'ai fait que résumer dans cette présentation orale. Je soulignerai simplement que :

— la couche de charbon (plus peut-être encore que le sol de végétation) est un repère qui est l'indice d'un changement dans les conditions générales de la sédimentation, ne serait-ce que par sa grande extension en regard de l'exiguïté relative d'une séquence stérile.

— un équilibre (enallactique) entre bassin d'alimentation et bassin de réception provoque le dépôt rythmique des stampes stériles. L'arrêt de l'affaissement du tréfond du bassin est la cause, dans l'hypothèse présentée ici, de l'instauration d'un nouvel équilibre, qui se traduit, *in fine*, par un arrêt presque complet de l'érosion ; mais cet arrêt n'est jamais parfait, d'où l'apport très faible de détritique au sein du dépôt houiller. Je ne vois pas, par ailleurs, pourquoi dans le cadre de ce deuxième équilibre, le dépôt organique effectué sous l'eau devrait obligatoirement être érodé totalement.

Enfin, en ce qui concerne le tassement des sédiments et plus particulièrement de celui du dépôt végétal, je pense que le plus grand problème réside dans le fait de savoir s'il est contemporain du dépôt, ou nettement postérieur.

Considérations biostratigraphiques sur les Ostracodes des couches alternantes de l'Éocène moyen et supérieur au Sud de Bordeaux

par Odette DUCASSE et Michel VIGNEAUX *.

Sommaire. — L'étude de la microfaune d'Ostracodes caractérisant les couches de l'Éocène moyen et supérieur du forage de Talence (Gironde) a permis une analyse des variations des différentes associations faunistiques en fonction des changements faciologiques, et une interprétation stratigraphique et paléocéologique raisonnée des dépôts.

L'étude géologique sommaire effectuée au cours du forage d'un puits profond réalisé à Talence au SSW de l'agglomération bordelaise, sur le terrain de la nouvelle Faculté des Sciences de Bordeaux, avait révélé la présence de niveaux fossilifères très riches en microfaune et plus particulièrement en Ostracodes. Un examen plus détaillé des divers horizons reconnus, qui présentent une grande variété de faciès se modifiant avec beaucoup de rapidité, a confirmé cette première observation et nous a incité à entreprendre un travail systématique.

Il ressort de l'ensemble des observations rassemblées que les caractéristiques de la distribution des Ostracodes fossiles paraissent refléter avec une grande précision les changements lithologiques affectant les différentes couches, l'étude paléocéologique détaillée facilitant alors considérablement l'interprétation stratigraphique raisonnée de la série.

Le sondage s'est arrêté à 400 m de profondeur, dans des sables quartzeux légèrement calcaires et argileux où les Nummulites sont abondamment représentées. Ces sables sont associés à de nombreux gravillons, à des fragments calcaréo-gréseux et glauconieux et à des débris calcaires. Ils présentent d'importantes traces d'oxydation. Ce faciès, qui se retrouve avec les mêmes caractéristiques jusqu'à 384 m de profondeur, renferme une faune d'Ostracodes peu riche et peu diversifiée. Deux formes y sont prépondérantes : *Krithe rutoti* KEIJ et *Leguminocythereis striatopunctata* (ROEMER) ; cette dernière semble en particulier avoir trouvé des conditions très favo-

rables à son développement. Les autres espèces sont le plus souvent éparées et représentées chacune par un petit nombre d'individus. Toutes, sauf une, persistent dans les niveaux sus-jacents.

En deçà de 384 m (de 350 à 384 m), le faciès sableux persiste et son évolution peut se résumer de la manière suivante :

— De 366 à 384 m, il s'agit de sables peu calcaires, très quartzeux, à grains fins, riches en Nummulites et renfermant en outre de très nombreux gravillons siliceux, des débris calcaires et calcaréo-gréseux finement quartzeux et glauconieux. La base de ces sables (de 375 à 384 m) est légèrement plus argileuse et présente des traces d'oxydation très importantes.

— Au-dessus (de 350 à 366 m), ces sables deviennent progressivement plus grossiers et à la fois un peu plus calcaires et moins glauconieux. Ils renferment vers leur partie inférieure une proportion assez grande de quartz ocrés.

Au point de vue faunique, les Ostracodes au-dessus de 384 m sont mieux représentés que dans les couches basales. Par rapport aux niveaux antérieurs, la famille des *Bairdiidae* et le genre *Xestoleberis* prolifèrent nettement. D'autres formes tout en restant rares, acquièrent une distribution plus régulière. Ce sont : *Schizocythere tessellata* (BOSQUET), *Krithe bartonensis* (JONES), *Monsmirabilia triebeli* KEIJ, *Pokornyella ? ventricosa* (BOSQUET). Différents représentants du genre *Cytheridea* ainsi que l'espèce *Agelaiocypris enigmatica* KEIJ sont surtout développés au-dessus de 366 m de profondeur dans les sables

* Note présentée à la séance du 6 février 1961.

légèrement plus calcaires et plus grossiers du sommet de la succession. A ces derniers se surajoutent de nouvelles espèces représentées chacune par un nombre restreint d'individus. Il s'agit de formes marines dont l'indice écologique [Grekoff, 1956] varie entre 5 et 7. Elles ne trouvent donc pas dans ces faciès sableux à affinités littorales nettes, des conditions très propices à leur développement.

Leur apparition en fonction des faciès successivement rencontrés se répartit comme suit :

— de 375 à 384 m dans un faciès sableux fin, argileux, fortement ferrugineux apparaissent d'abord : *Bradleya vermiculata* (BOSQUET), *Bairdia* sp. 3, *Cytherella pustulosa* KEIJ, *Triginglymus tenuistriatus* APOST., *T. heistensis* KEIJ, *Uroleberis striatopunctatum* DUCASSE, *Cytherella jurinei* (MUNSTER), ? *Bairdia cassida* VAN DEN BOLD, *Pseudocythere* sp. in Keij ;

— de 366 à 375 m, dans des sables toujours assez fins et glauconieux mais moins argileux que les précédents, apparaissent : *Leguminocythereis inornata* APOST., *L. pertusa* (ROEMER), *Bradleya angusticostata* (BOSQUET), *Cytherella* sp. 1 ;

— de 350 à 366 m, dans des sables plus grossiers et légèrement plus calcaires, renfermant une forte proportion de quartz beige jaunâtre, se manifestent des formes plus variées : *Eucytheretta* sp. 1, *Hermanites paijenborchiana* KEIJ, *Bairdia* cf. sp. in KEIJ, *Triginglymus angulato* (REUSS), *T. sp. 1*, *Triginglymus grignonensis* APOST. var. *aquitana* DUCASSE, *Uroleberis* sp. 1, ? *Cytheretta minor* LIENENK., *Monsmirabilia oblonga* APOST., *Trachyleberis* (*Trachyleberis*) *lichenophora* (BOSQUET), *Kingmaina forbesiana* (KEIJ).

A cette tendance générale de la faune à un plus grand développement, deux espèces réagissent différemment. Il s'agit de *Leguminocythereis striatopunctata* (ROEMER) et surtout de *Krithe rutoti* KEIJ. Ces formes persistent d'abord tout en se raréfiant (jusqu'à 366 m) puis disparaissent provisoirement dans les sables grossiers sus-jacents.

L'ensemble sédimentaire (de 290 à 350 m) superposé à la précédente formation nous fait assister à une calcification progressive du dépôt dans lequel nous voyons la faune s'épanouir avec l'établissement graduel d'un régime marin franc de plus en plus marqué.

A la base (de 329 à 350 m) se sont déposés des sables quartzeux assez grossiers, riches en Nummulites, associés à de nombreux gravillons et à des plaquettes calcaréo-gréseuses plus ou moins indurées.

Ces sables, au sein desquels le taux de calcaire s'accroît régulièrement de la base vers le sommet, passent (de 311 à 329 m) à des sables calcaires toujours assez grossiers, très quartzeux et légèrement argileux, avec nombreux gravillons et

toujours mêlés à des interstratifications de feuillets calcaréo-gréseux.

Les assises supérieures (de 290 à 311 m) consistent en des sables calcaires nettement plus argileux et légèrement moins quartzeux que ceux des niveaux sous-jacents et semblent s'être déposées au cours d'une phase moins active de sédimentation. Ces sables sont toutefois, plus ou moins interstratifiés avec un calcaire gréseux assez grossier.

Les modifications de l'ensemble microfaunique des Ostracodes en fonction des différents faciès rencontrés sont considérables et très caractéristiques.

Dans les faciès calcaréo-sableux, et plus spécialement de 311 à 329 m, toutes les espèces des niveaux antérieurs acquièrent un plus grand développement. Parmi les espèces nouvellement apparues, citons : *Trachyleberis horrescens* (BOSQUET), *Clithrocytheridea* ? *punctatella* KEIJ, *Cypridina homoedwardsiana* KEIJ, *Cushmanidea* sp., *C. grosjeani* KEIJ, qui sont strictement localisées entre 311 et 350 m. Quant aux formes également nouvelles : *Haplocytheridea herbertiana* (BOSQUET), *Cypridina* sp. 1, *Clithrocytheridea* ? *faboides* (BOSQUET), *Cytherelloidea hieroglyphica* (BOSQUET), *C. dameriensis* APOST., *Microxestoleberis* sp. ? *Bythocypris* sp., *Pokornyella moyesi* DUCASSE, *Xestoleberis muelleriana* LIENENK., elles sont connues dans les niveaux sus-jacents.

Au sein des horizons sommitaux (de 290 à 311 m) et en relation étroite avec un dépôt plus fin, la microfaune s'appauvrit. Cet appauvrissement consiste principalement en la réduction numérique des individus propres à un grand nombre d'espèces. Parmi les plus sensibles, citons : *Pokornyella limbata* (BOSQUET), *Leguminocythereis inornata* APOST., *Bradleya angusticostata* (BOSQUET), *Triginglymus tenuistriatus* APOST., *T. heistensis* KEIJ, *T. grignonensis* APOST. var. *aquitana* DUCASSE, *T. sp. 1*, *Aglaocypris enigmatica* KEIJ, *Pokornyella* ? *ventricosa* (BOSQUET), *Cytherella jurinei* (MUNSTER), *C. tenuipunctata* (BOSQUET), ? *Bythocypris* sp., *Leguminocythereis pertusa* (ROEMER), *Monsmirabilia oblonga* APOST.

En résumé, au-dessus de 350 m, l'accroissement progressif du taux de calcaire dans le sédiment semble être ainsi en étroite relation avec :

— la prédominance très nette de certains genres tels que *Bairdia*, *Xestoleberis*, *Schizocythere*, *Pokornyella*, *Leguminocythereis*, *Monsmirabilia*, *Bradleya*, *Triginglymus*, *Aglaocypris*, *Cytheretta* ; ils partagent un habitat de caractère marin prédominant, très littoral pour les uns et quelque peu plus profond pour les autres ;

— une plus large représentation des formes profondes : ? *Bythocypris*, *Cytherella*, *Cytherelloidea*, absentes ou rares et localement éparées dans les niveaux antérieurs ;

— l'apparition de quelques représentants d'une faune pélagique appartenant au genre *Cypridina*. Il semblerait que nous soyons en présence d'un milieu marin plus ou moins néritique, très

ouvert vers le large, dont les caractéristiques biologiques permettent encore aux formes littorales de proliférer et aux formes profondes de seulement se manifester sans qu'elles aient le pouvoir d'atteindre à une très grande expansion.

Toutes ces observations paléobiologiques sont en concordance étroite avec la manifestation pendant la période considérée d'un mouvement de transgression ample et progressif débordant largement les limites de l'avancée marine antérieure.

Au-dessus de la précédente formation se développe (de 248 à 290 m) une succession d'assises bien tranchées.

A la partie inférieure (de 281 à 290 m), des apports détritiques se manifestent dans la masse du sédiment. Le quartz reprend progressivement une place très importante et le dépôt passe à un sable calcaire assez grossier, peu argileux, très fortement quartzueux, renfermant des fragments de calcaire gréseux finement recristallisé.

Au-dessus (de 269 à 281 m) se développent des sables calcaires très argileux, quartzueux, mêlés à quelques petits graviers et associés à un calcaire gréseux à texture assez grossière et à un calcaire à grain plus fin. Par rapport aux niveaux antérieurs qui traduisent une légère reprise de la sédimentation, la teneur en argile de ce dernier dépôt s'est fortement accrue et le quartz est en nette régression. La transgressivité s'est atténuée et une période de stabilisation semble alors se dérouler.

Enfin (au-dessus de 269 m) se succèdent plusieurs niveaux détritiques à peu près semblables, devenant de moins en moins argileux de la base vers le sommet et présentant des traces assez notables d'oxydation. Ils sont couronnés (de 248 à 251 m) par des sables calcaires peu quartzueux et peu argileux qui renferment en outre de petits graviers siliceux le plus souvent ocrés, des fragments de calcaire blanc jaunâtre fin, relativement tendre, de calcaire gréseux gris et d'assez nombreux nodules argileux gris et vert jaunâtre.

En ce qui concerne les Ostracodes, l'appauvrissement amorcé précédemment de 290 à 311 m s'accroît au-delà et en particulier vers le sommet de la série (de 269 à 248 m) où de nombreuses formes se raréfient ou même disparaissent provisoirement.

Un certain nombre d'espèces s'éteignent : *Paracytheridea* (*Paracytheridea*) *grignonensis* KEIJ, strictement localisée dans la zone considérée (de 248 à 290 m), ? *Cytheretta minor* LIENENK., *Monsmirabilia oblonga* (APOST.), *Cytherelloidea hieroglyphica* (BOSQUET), *Clithrocytheridea* ? fa-

boides (BOSQUET), *Cypridina* sp. 1, ? *Paracypris*, *Triginglymus grignonensis* APOSTOL. var. *aquitana* DUCASSE, *Haplocytheridea hebertiana* (BOSQUET), déjà représentées dans les niveaux sous-jacents.

D'autre part, des formes nouvelles se manifestent pendant cette période et persistent dans les horizons sus-jacents. Il s'agit de *Bradleya* aff. *kaaschieteri* KEIJ, *Monsmirabilia foveolata* (BOSQUET), *Pokornyella* sp., *Cytheretta* sp. 2, *Cytherella pustulosa* KEIJ, *Pterygocythereis cornuta* (ROEMER) sub. sp. 1, *Paracypris* sp. 1.

Au-dessus de 248 m, le dépôt dont le caractère basal transgressif est indiscutable, peut être analysé de la façon suivante :

— A la base (de 227 à 248 m), il consiste en des sables calcaires à grain fin et moyen, peu quartzueux et peu argileux, associés à quelques fragments de calcaire blanc et calcaréo-gréseux gris. Ils renferment à la partie inférieure (de 236 à 248 m) des gravillons plus nombreux et quelques graviers, des nodules argileux, gris ou beige jaunâtre remaniés, empruntés aux horizons sous-jacents.

— A la partie supérieure (de 215 à 227 m), le sédiment prend insensiblement un grain plus fin caractérisé par un calcaire gréseux blanc à pâte fine et compacte, relativement tendre et quelque peu argileux ou quartzueux.

Au point de vue de la microfaune, les Ostracodes accusent en première phase un regain de vitalité, limité (entre 227 à 248 m) aux faciès détritiques témoignant d'une reprise très active de la sédimentation en eau peu profonde et relativement proche de la côte.

La famille des *Bairdiidae* et le genre *Xestoleberis* prédominent nettement et sont accompagnés des principaux genres *Schizocythere*, *Krithe*, *Pokornyella*, *Cytheretta*, *Triginglymus*, *Leguminothereis*. Signalons la présence d'une espèce nouvelle *Aequacytheridea perforata* (ROEMER), représentée par de rares individus localement épars.

La seconde période biologique se déroule (de 215 à 227 m) en relation avec l'établissement de faciès plus fins, élaborés en milieu marin plus calme, qui sont le théâtre d'un nouvel appauvrissement de la microfaune. Quelques espèces telles que : *Cytheretta eoacnica* KEIJ, *Leguminothereis pertusa* (ROEMER), *Cythereidea* sp., *Microxestoleberis* sp. se sont précédemment éteintes (entre 227 et 248 m) et ne figurent plus. Toutes les autres persistent en se raréfiant ou disparaissent temporairement.

Notons la présence (de 224 à 227 m) d'une for-

me nouvelle : *Bradleya approximata* (BOSQUET) var. *compacta* DUCASSE, représentée malheureusement que par un seul individu.

Superposé aux dépôts précédents se développe (de 185 à 215 m) un cycle sédimentaire différent, bien défini par son caractère détritique beaucoup plus accusé.

A la base (de 212 à 215 m) figurent des calcaires sableux et gréseux blancs, peu argileux, associés à de rares débris calcaréo-gréseux gris, plus grossiers et quartzeux, des gravillons siliceux et quelques nodules argileux gris verdâtre. Mais au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série, nous voyons le calcaire gréseux, gris, grossier et quartzeux prendre une place prépondérante et renfermer une proportion de plus en plus grande de calcaire marneux fin, fortement argileux, beige-blanchâtre.

Les Ostracodes paraissent alors surtout localisés dans les faciès détritiques assez grossiers et très quartzeux qui marquent le début de chaque oscillation transgressive marine. Ils sont encore communs et diversifiés mais toutefois moins bien représentés que dans les niveaux plus calcaires de genèse comparable du cycle précédent. Parmi les variations essentielles de la microfaune, il est intéressant de remarquer plus spécialement :

— l'apparition de quelques espèces nouvelles dont *Schizocythere appendiculata* TRIEBEL que nous retrouvons dans les dépôts sus-jacents et des formes ? *Bradleya cornueliana* (BOSQUET), *Trachyleberis* (*Trachyleberis*) *aculeata* (BOSQUET), *Caudites monsmirabiliensis* APOST., *Paracytheridea brusselensis* KEIJ qui sont au contraire strictement localisées dans la phase sédimentaire considérée.

— le plus grand épanouissement de deux formes : *Bradleya* aff. *kaaschieteri* KEIJ, *Aequacytheridea perforata* (ROEMER) connues jusqu'ici que par de rares individus.

— l'extinction d'un groupe important d'espèces plus ou moins bien développées dans les niveaux antérieurs : *Cytherella* sp. 1, *Paracypris* sp. 1, ? *Bythocypris* sp., *Triginglymus* sp. 1, *Pokorniyella moyesi* DUCASSE, P. ? *ventricosa* (BOSQUET), *Cytheretta tenuipunctata* (BOSQUET), *C. jurinei* (MUNSTER), *Clithrocytheridea* ? *mourloni* KEIJ, *Aglaocypris enigmatica* KEIJ, *Uroleberis* sp. 1, *U. striatopunctatum* DUCASSE.

Couronnant la série (de 145 à 185 m), deux faciès différents se succèdent, au sein desquels la faune d'Ostracodes est inégalement répartie.

— A la partie inférieure (de 176 à 184 m), figure un complexe détritique assez grossier, constitué par des calcaires sableux et gréseux, quart-

zeux peu argileux gris blanchâtre. Le sédiment renferme en outre de très nombreux graviers et gravillons, plus abondants et plus gros dans la couche de base (de 182 à 185 m).

Les Ostracodes sont assez mal représentés, exception faite du groupe des *Bairdiidae* et du genre *Xestoleberis*. Les deux espèces *Legumino-cythereis striatopunctata* (ROEMER) et *Bairdia* sp. 2 s'éteignent.

— Au-dessus (de 145 à 176 m), se situent des marnes finement sableuses argileuses, micacées, un peu ligniteuses, grises, bariolées d'ocre jaune et de vert et de plages calcaires blanches. Au sein de cet horizon, la teneur en argile s'accroît très fortement dans la partie sommitale (de 145 à 156 m).

Dans de tels dépôts, réalisés vraisemblablement en milieu marin stagnant littoral à bordier, le reliquat de la microfaune d'Ostracodes s'appauvrit insensiblement au fur et à mesure que s'intensifie la précipitation des colloïdes.

L'ensemble est alors surtout caractérisé par une large représentation des espèces suivantes : *Krithe bartonensis* (JONES), *Bradleya* aff. *kaaschieteri* KEIJ, *Schizocythere appendiculata* TRIEB., *Aequacytheridea perforata* (ROEMER), *Eucytheretta* sp. 1, *Monsmirabilia foveolata* (BOSQUET), *Pokorniyella* sp. et l'apparition de deux formes nouvelles *Bradleya approximata* (BOSQUET) et *Haplocytheridea heizelensis* KEIJ.

* * *

En fonction de l'ensemble des observations précédentes il nous semble possible d'envisager une interprétation stratigraphique de la succession des dépôts traversés par le forage en séparant et datant les grands ensembles sédimentaires suivants :

1) Dans la partie basale de la série (de 350 à 400 m) nous remarquons en premier lieu la place prépondérante occupée par le quartz. De bas en haut, se développent des sables quartzeux légèrement calcaires et argileux à grain fin et moyen, associés à de nombreux gravillons siliceux et de petits graviers ainsi qu'à des fragments calcaréo-gréseux gris finement quartzeux et glauconieux et des débris calcaires blancs. Les assises les plus inférieures sont en outre caractérisées par la présence d'importantes traces d'oxydation. A tous les niveaux pullulent des Nummulites.

En ce qui concerne la microfaune, les Ostracodes sont d'abord peu diversifiés (de 384 à 400 m) et essentiellement représentés par des formes très répandues dans tout l'Éocène mais connues au

moins depuis l'Yprésien. A celles-ci s'ajoutent quelques rares individus appartenant à des espèces signalées jusqu'ici qu'à partir de l'Éocène moyen : *Cytheretta costellata* (ROEMER), *Brachyocythere cf. nalinnesensis* KEIJ, *Aglaioocypris enigmatica* KEIJ, *Clithrocytheridea ? mourloni* KEIJ.

Par la suite (de 350 à 384 m) la microfaune essaie de s'implanter et s'enrichit d'espèces nouvelles représentées chacune par un nombre très restreint d'individus et vraisemblablement freinées dans leur développement par des conditions de milieu peu favorables. La plupart d'entre elles apparaissent avec le Lutétien en Belgique et dans le bassin de Paris [Keij, 1957 ; Apostolescu, 1955]. Il s'agit de *Bradleya vermiculata* (BOSQUET), *B. angusticostata* (BOSQUET), *Leguminocythereis inornata* APOST., *L. pertusa* (ROEMER), *Cytherella pustulosa* KEIJ, *Triginglymus tenuistriatus* APOST., *T. heistensis* KEIJ, *T. angulatopora* (REUSS), *T. grignonensis* APOST., *Trachyleberis (Trachyleberis) lichenophora* (BOSQUET).

Tous ces caractères nous amènent à rattacher cette zone (350 à 400 m) à l'Éocène moyen. Elle représenterait, selon nous, le Lutétien inférieur dont la nature et l'épaisseur des dépôts témoignent d'une sédimentation active s'opérant à proximité de la ligne de rivage, sous une faible tranche d'eau et dans une zone subsidente où l'affaissement du fond marin est plus rapide que le comblement.

2) Au-dessus (de 290 à 350 m), dans des faciès détritiques plus calcaires, la microfaune d'Ostracodes, qui paraissait jusqu'ici entravée dans son développement, se diversifie et prolifère, et l'ensemble, dont nous avons précédemment défini les caractères essentiels, témoigne alors d'un habitat franchement marin à tendance néritique. Nous attribuons au Lutétien moyen cette nouvelle phase de sédimentation correspondant à un maximum d'extension de la mer éocène dans la région considérée.

3) Au cours de la période suivante, le dépôt (de 185 à 290 m) s'accompagne d'une précipitation plus intense des colloïdes ; il est le reflet de la fin d'un régime sédimentaire instable, directement soumis aux fluctuations de la ligne de rivage dont souffre la microfaune d'Ostracodes. Trois microrhythmes sédimentaires s'y succèdent. Chacun d'entre eux est caractérisé, à la base par des détritiques assez grossiers, très quartzeux, déposés dans une zone proche de la côte lors d'une phase active de sédimentation, et au sommet par des sédiments en général plus fins et argileux correspondant à une phase semi-passive de sédimentation dans des eaux moins agitées.

Les Ostracodes sont essentiellement repré-

sentés dans les couches basales de chacun de ces rythmes qui témoignent de reprises très nettes de sédimentation. Toutefois, la faune s'appauvrit progressivement.

Parmi les formes en voie de disparition, un grand nombre d'entre elles : *Triginglymus grignonensis* APOST. var. *aquitana* DUCASSE, *Clithrocytheridea ? faboides* (BOSQUET), *Cytherelloidea hieroglyphica* (BOSQUET), *Monsmirabilia oblonga* APOST., *Paracytheridea (Paracytheridea) grignonensis* KEIJ, *Caudites monsmirabiliensis* APOST., *Trachyleberis (Trachyleberis) aculeata* (BOSQUET), *Cytheretta tenuipunctata* (BOSQUET) figurent d'après M. Apostolescu dans le Lutétien marin supérieur du bassin de Paris.

M. Keij retrouve presque toutes ces formes dans le Lutétien de Belgique avec en plus : *Paracytheridea (Paracytheridea) brusselensis* KEIJ, *Aglaioocypris enigmatica* KEIJ, *Clithrocytheridea ? mourloni* KEIJ. Il décrit également dans le Lédien *Clithrocytheridea ? faboides* (BOSQUET), *Monsmirabilia oblonga* APOST., *Cytherella eocaenica* KEIJ, *Leguminocythereis pertusa* (ROEMER), *Trachyleberis (Trachyleberis) aculeata* (BOSQUET), *Pokornyella ? ventricosa* (BOSQUET) et, dans l'Éocène supérieur du bassin de Paris : *Leguminocythereis pertusa* (ROEMER), *Trachyleberis (Trachyleberis) aculeata* (BOSQUET).

L'ensemble microfaunique reconnu dans la série étudiée nous permet de rattacher celle-ci à l'Éocène moyen. Son caractère régressif par rapport au Lutétien moyen, semble témoigner de la phase finale d'un vaste cycle sédimentaire et nous l'attribuons au Lutétien supérieur.

4) La phase sédimentaire suivante (de 145 à 185 m) est d'abord formée d'un calcaire sableux à gréseux très quartzeux, associé à la base à de très nombreux graviers, l'ensemble constituant une sorte de conglomérat mal consolidé. Ensuite se manifestent des niveaux marneux progressivement plus argileux et plus finement sableux, micacés et ligniteux, à tendance très littorale.

L'évolution du sédiment illustre une nouvelle avancée marine fugace et de faible amplitude, développée postérieurement au Lutétien supérieur et à la faveur de laquelle les Ostracodes sont à nouveau bien représentés. Ils sont principalement localisés au sein des marnes grises qui succèdent aux dépôts détritiques grossiers et se raréfient à mesure que s'affirme le caractère régressif de ces marnes. Nous pensons que ce dernier cycle sédimentaire correspond à celui de l'Éocène supérieur. Il est, en fait, plus caractérisé par l'absence de certaines formes de l'Éocène moyen que par le léger renouvellement de la faune. Deux nouvelles espèces toutefois font

leur apparition : *Bradleya approximata* (BOSQUET) et *Haplocytheridea heizelensis* KEIJ ; cette dernière n'a été jusqu'ici uniquement décrite que dans le Lédien et le Bartonien des Pays-Bas. Enfin, certaines formes des niveaux antérieurs telles : *Pokornyella* sp., *Monsmirabilia foveolata* (BOSQUET), *Eucytheretta* sp. 1, *Aequacytheridea perforata* (ROEMER), *Schizocythere appendiculata* TRIEBEL, *Bradleya* aff. *kaaschieteri* KEIJ, *Krithe bartonensis* (JONES) acquièrent, au cours de cette dernière période un plus grand épanouissement.

Schématiquement la succession stratigraphique, reconnue sous Talence par le forage de la Faculté des Sciences, comprend :

— de 145 à 185 m : calcaire détritiques, marnes et argiles sableuses (épaisseur 40 m). Éocène supérieur

— de 185 à 290 m : calcaires gréseux et sables quartzeux plus ou moins argileux (épaisseur 105 m). Lutétien supérieur

— de 290 à 350 m : sables calcaires et gravillons siliceux (épaisseur 60 m). Lutétien moyen

— de 350 à 400 m : sables et grès (épaisseur 50 m). Lutétien inférieur.

Contrairement à une opinion antérieurement émise [Ducasse, 1959], l'Éocène inférieur n'a pas été atteint par ce forage. Les observations réunies confirment bien la position de la partie la plus profonde de la fosse bordelaise au S de l'agglomération [Vigneaux, Veillon et Moyes, 1956] sous le territoire de la commune de Talence. Ces résultats n'ont pu être obtenus qu'à la suite d'une étude combinée paléontologique et lithologique au cours de laquelle il a été tenu compte des relations très étroites existant entre le lithofaciès témoin du milieu ancien et la microfaune. L'analyse paléoécologique a seule permis de réaliser une échelle stratigraphique valable pouvant être mise en corrélation avec les successions voisines, dans le domaine considéré, où la proximité du littoral engendrait des successions variables de couches alternées.

Bibliographie.

- APOSTOLESU V. (1954). — Répartition de quelques Ostracodes du Lutétien du bassin de Paris. *Rev. Inst. fr. Pétr. et Ann. Comb. liquides*, vol. 9, p. 703-706.
- (1955). — Description de quelques Ostracodes du Lutétien du bassin de Paris. *Cahiers géologiques*, nos 28-29, p. 241-279, pl. 1-8.
- BOSQUET J. (1852). — Description des Entomostracés fossiles des terrains tertiaires de la France et de la Belgique. *Mém. Ac. Sc. Belgique*, vol. 24, 142 p., 6 pl.
- DUCASSE O. (1959). — Les Ostracodes de l'Éocène du sous-sol bordelais : répartition, intérêt stratigraphique et paléogéographique. Thèse 3^e cycle, Bordeaux, n° 40, 135 p., 28 pl.
- GREKOFF (1956). — Guide pratique pour la détermination des Ostracodes postpaléozoïques. Paris, éd. Technip, 95 p., 16 pl.
- KEIJ A. J. (1957). — Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. *Mém. Inst. r. Sc. nat. Belgique*, n° 136, 210 p., 23 pl.
- OERTLI H. J. (1956). — Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. *Schweiz. pal. Abh.*, Bd 74, n° 1, 119 p., 16 pl.
- VIGNEAUX M., VEILLON M. et MOYES J. (1956). — Étude géologique du sous-sol de Bordeaux. *Publ. B. R. G. G. M.*, n° 19, 60 p., 8 fig., 3 tabl.

Le « flysch à quartzites » des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale)

par Claude GRANDJACQUET*.

Sommaire. — Le « flysch à quartzites » qui recouvre partiellement l'Apennin méridional repose anormalement sur un substratum complexe. Une tectonique cassante a modelé dans la série autochtone mésozoïque et tertiaire une structure mosaïque. Les séries crétacées, nummulitiques et miocènes inférieures montrent des phénomènes de remaniement des faunes et des faciès. Le flysch qui a subi un métamorphisme épizonal repose sur ces terrains par des surfaces mécaniques ; plusieurs coupes et schémas indiquent les rapports entre les deux unités.

L'habitude semble prise, chez la plupart des auteurs qui ont décrit le flysch « quartzo-phyliteux » de la Calabre septentrionale, de lui assigner un âge éocène et de le considérer, dans l'ensemble, stratigraphiquement transgressif sur la puissante série mésozoïque et nummulitique des massifs apenniniques les plus méridionaux.

Trois séries d'observations faites au cours de l'été 1960 nous interdisent de conserver ces conceptions :

— tout d'abord, le « flysch à quartzites » présente un net caractère métamorphique, il a subi une transformation épizonale indiscutable. Il est, en effet, constitué de plaquettes de séricitoschistes, chloritoschistes et talcschistes intercalées de puissants bancs de quartzites et parsemées de rares lits irréguliers ou de rognons de calcaires marmoréens. Il repose actuellement le plus souvent sur un substratum marno-calcaire et calcaréo-dolomitique ayant subi une évolution strictement sédimentaire ;

— en deuxième lieu, le « flysch à quartzites » repose sur les terrains sous-jacents par des surfaces de friction rubéfiées, des plans de failles diversement inclinés, des surfaces d'arrachements. Ces observations sont donc des arguments en faveur des contacts mécaniques entre les deux unités ;

— enfin, si le flysch repose sur des terrains éocènes et même y semble interstratifié par ses assises de base (Scalea, San Domenico Talao...), il est à remarquer qu'il surmonte l'Aquitaniien à Maïera et même le Burdigalien près de Lagonégro.

Il résulte donc que la thèse de l'autochtonie du « flysch à quartzites » reste difficilement soutenable.

Nous sommes, sur ce point, en parfait accord avec V. Cotecchia qui invoque une « transgression tectonique » pour ce même flysch sur le versant nord du Monte Pollino. Quant à l'âge du flysch, le métamorphisme épizonal nous ayant jusqu'à maintenant masqué toute trace d'organisme, nous en sommes réduits à le supposer par de prudentes hypothèses.

A. MODES DE GISEMENTS. — Nous allons donc essayer d'étayer ce qui vient d'être énoncé en analysant un certain nombre de coupes (fig. 1) et de schémas, pris devant les gisements les plus caractéristiques, et montrant clairement les rapports entre les deux unités.

1) Sur le flanc ouest de la Castellucia, montagne dominant la bourgade côtière de Belvedere Marittimo vers l'Est, on remarquera l'allure typiquement mécanique de la zone de contact entre l'autochtone et le « flysch à quartzites » (fig. 2 A).

Les plaquettes schisteuses du flysch sont contournées et les bancs de quartzites sont plissés et cassés. La surface de friction qui recouvre le Lias autochtone est indurée, striée, corrodée et injectée d'une multitude de veines et de veinules de calcite. La surface de contact recoupe obliquement les strates autochtones. Il semble bien que le flysch ait glissé sur un modelé morphologique assez mou du substratum qu'il n'a fait que polir légèrement.

2) Plus au Nord, dans le bassin de flysch de Verbicaro et sur ses bordures, on est en présence d'une série de phénomènes illustrant les divers

* Note présentée à la séance du 8 mai 1961.

modes de contacts du flysch exotique sur l'autochtone nord-calabrais.

Par exemple, au lieu dit Alberosa, « le flysch à quartzites » domine un complexe sédimentaire autochtone dans lequel les assises nummulitiques

surmontent les terrains mésozoïques (fig. 2 B).

La zone de contact subparallèle au plan de stratification du Nummulitique est soulignée par une surface bréchique surmontée de copeaux rubéfiés et écrasés.



FIG. 1. — Localisation géographique des coupes.

Au Timpone Anza Nicola, à 3,5 km au N de Verbicaro, la surface de contact entre les deux unités est peu inclinée, elle présente des stries de friction et des plaques rubéfiées (fig. 2 C).

Vers le sommet du Timpone del Vaccaro à 2,5 km à l'ENE de Verbicaro, un lambeau résiduel de flysch est plissé dans un karst de calcaires mésozoïques; alentour, les témoins de la nappe de flysch sont représentés par des blocs de quartzites plaqués sur le substratum (fig. 2 D).

Le Mésozoïque autochtone, légèrement déchiqueté par l'érosion, est concassé, fendillé, injecté de veines de calcite sur le sommet du Vaccaro; ailleurs, dans le ravin du torrente San Nicola, il est totalement bréchique.

A la Maria Raione, en contrebas, le flysch occupe le fond d'un petit fossé N-S, limité à l'Est par une faille subverticale et à l'Ouest par un relief calcaire. Contre la faille, on observe des phénomènes de torsion des bancs de quartzites et des plissements dans les niveaux schisteux. Sur le relief calcaire occidental, on observe la « transgression tectonique » du flysch avec de petits copeaux et lambeaux de poussée sur la surface de contact (fig. 2 E).

La surface rabotée qui fait office de plan de « transgression » n'est pas, semble-t-il, une surface de faille, mais uniquement une ancienne surface d'érosion polie par le passage du flysch.

Sur le flanc sud-est de la Serra Bonangelo, à

3 km au NE de Verbicaro, les marges du flysch épizonal s'appuient contre un relief de faille de calcaire à silex. Les lits de flysch, d'abord parallèles au plan de faille, s'incurvent statistiquement

vers l'horizontale en allant vers le centre de la dépression. Les bancs de flysch forment un crochon adossé « normalement » au plan de faille. On peut même observer à l'échelle du mètre des

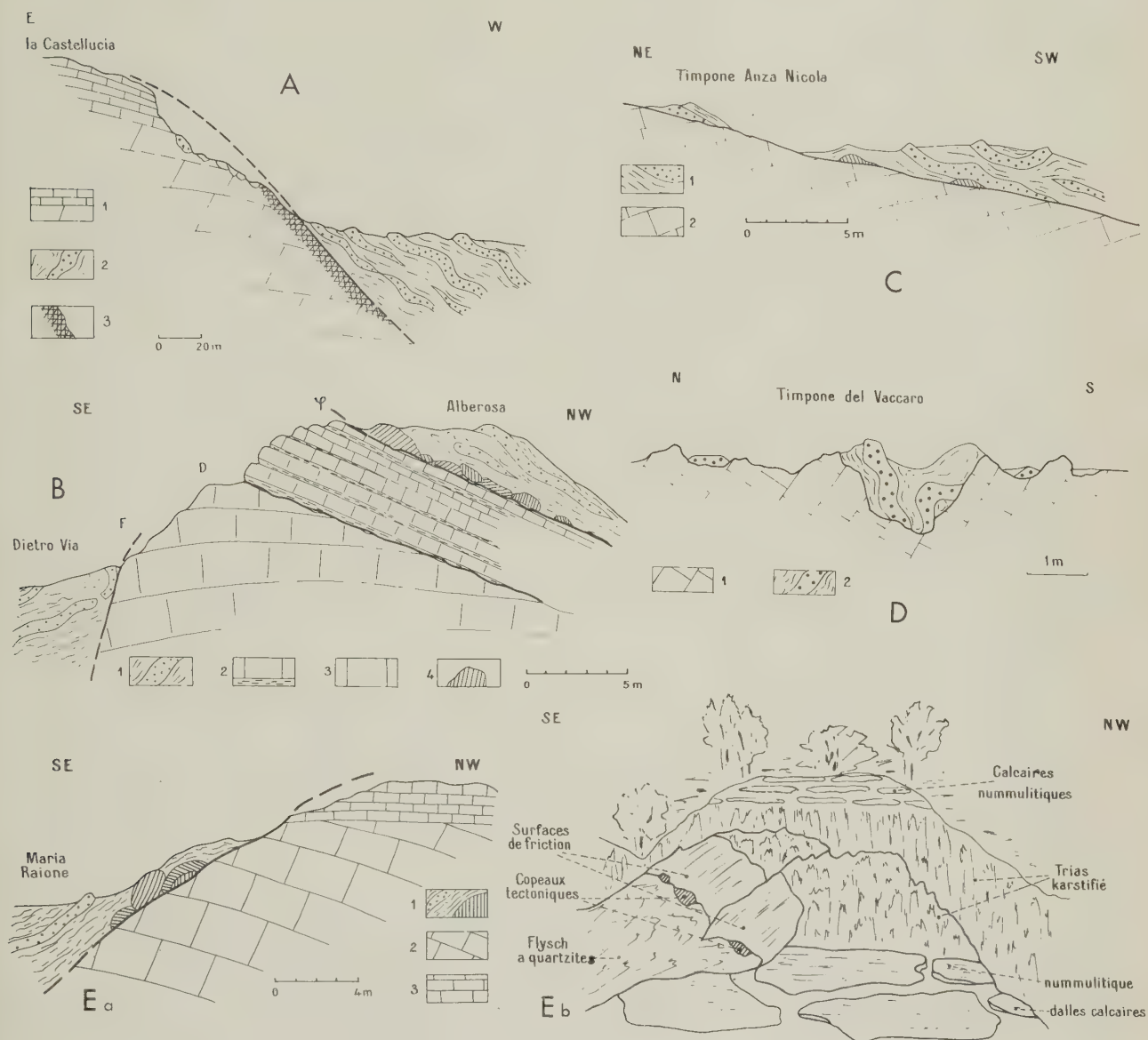


FIG. 2.

A : Contact entre le « flysch à quartzites » et l'autochtone nord-calabrais. 1 : Trias autochtone calcaréo-dolomitique ; 2 : « flysch à quartzites » ; 3 : zone broyée injectée de filons de calcite.
B : Transgression nummulitique et contact mécanique entre le « flysch à quartzites » et l'autochtone au N de Verbicaro. 1 : « flysch à quartzites » ; 2 : Nummulitique calcaire et interbanes marneux ; 3 : calcaires mésozoïques ; 4 : lambeaux écrasés et rabotés ; F : faille post-tectonique ; D : discordance stratigraphique ; φ : plan de chevauchement.

C : « Flysch à quartzites » reposant sur une surface mécanique. 1 : « flysch à quartzites » ; 2 : calcaires mésozoïques.

D : Lambeau de flysch plissé dans un karst de calcaire à silex. 1 : calcaires mésozoïques ; 2 : « flysch à quartzites ».

E : Coupe (a) et croquis panoramique (b) montrant la transgression des assises nummulitiques et le contact mécanique du « flysch à quartzites » avec le substratum. 1 : « flysch à quartzites » et lambeaux de rabotage ; 2 : calcaires mésozoïques ; 3 : assises nummulitiques.

phénomènes simulant une « collapse structure de nappe ». Les franges déchirées de la bordure du Flysch se rabattent ou se plissent au voisinage du plan de faille (fig. 3 A et B).

3) La coupe (fig. 3 C) relevée à 2 km au N de San Domenico Talao explique en apparence l'idée d'autochtonie du « flysch à quartzites » défendue par divers auteurs.

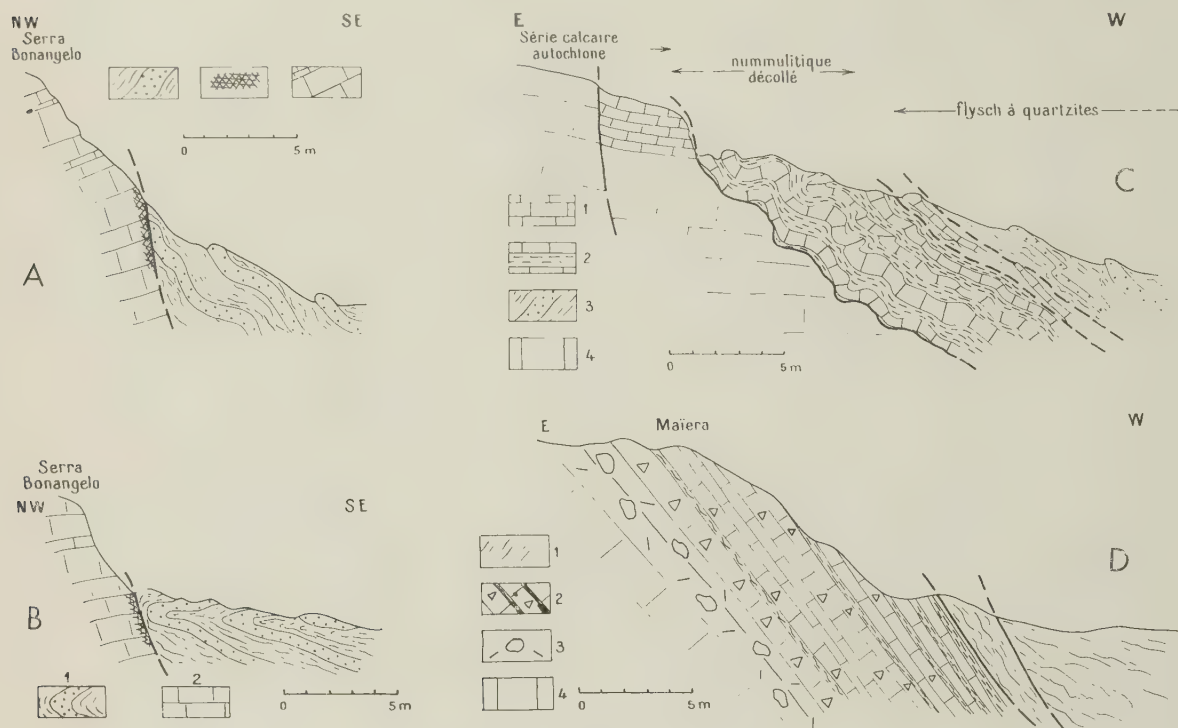


FIG. 3.

- A : Coupe montrant le crochon des couches du « flysch à quartzites » adossé à une faille subverticale post-nappe. 1 : « flysch à quartzites » ; 2 : zone broyée injectée de veines de calcite ; 3 : calcaires mésozoïques.
- B : Phénomènes de « collapse-structure » sur les pourtours du bassin de « flysch à quartzites ». 1 : « flysch à quartzites » ; 2 : calcaires mésozoïques.
- C : Fausse concordance du « flysch à quartzites » sur les couches

yprésé-lutésiennes. 1 : assises nummulitiques calcaires massives ; 2 : Yprésé-Lutésien para-autochtone ; 3 : « flysch à quartzites » ; 4 : Mésozoïque autochtone.

- D : « Flysch à quartzites » reposant sur l'Oligocène à Maiera. 1 : flysch rattaché au « flysch à quartzites » ; 2 : Éocène et Oligocène localement bréchiques ; 3 : brèche de transgression ; 4 : Mésozoïque autochtone.

On peut être tenté de voir une concordance banc à banc entre les couches lutésiennes para-autochtones et les feuillets de base du flysch épizonal. La stratigraphie du Nummulitique doit nous aider à éclaircir le problème ainsi posé.

Sur un Trias calcaréo-dolomitique massif, surmonté de couches crétacées à Rudistes, transgresse l'Éocène inférieur calcaire formé de bancs compacts. Cet ensemble est recouvert par un complexe yprésé-lutésien constitué d'une alternance de bancs calcaires de 10 à 20 cm d'épaisseur et d'interbancs marneux feuilletés de 2 à 20 cm ; ces assises supérieures constituent un niveau disharmonique pouvant favoriser un décollement. L'érosion post-éocène établit un

modèle morphologique sur lequel arrive la nappe de flysch. Sous le poids de cette unité allochtone, l'ensemble incompetent lutésien s'écaille à sa partie supérieure et s'imbrique à la base du flysch, et la série éocène disharmonique quitte son substratum normal pour faire office de semelle plastique à la nappe en mouvement. La continuité stratigraphique n'est donc qu'apparente.

4) Sous le village de Maiera, le même problème se pose (fig. 3 D). On observe, en apparence, la concordance de l'unité de flysch et de l'autochtone, représenté ici par des couches marno-calcaires d'âge éocène supérieur et aquitanien. Les contacts que l'on peut observer font penser à un glissement plastique d'une grande tranquillité.

En fait, les 25 ou 30 premiers mètres de flysch sont parsemés de lambeaux de calcaires éocènes et oligocènes qui témoignent d'un rabotage du substratum en amont et d'un intense brassage disharmonique.

Ces divers schémas s'accordent donc pour confirmer le caractère allochtone du flysch et pour infirmer l'âge éocène tel qu'il était démontré. Mais les problèmes posés par ces massifs sud-apenniniques et leurs complexes de flysch sont loin d'être résolus. On peut cependant essayer de les formuler sinon d'y donner une réponse.

B. QUELQUES REMARQUES SUR LA SÉRIE CRÉTACÉE ET NUMMULITIQUE DU MASSIF NORD-CALABRAIS AUTOCHTONE. — Avant d'envisager la succession des phénomènes géologiques intéressant les rapports entre le flysch épizonal et le substratum qui le supporte, nous nous attacherons à signaler quelques particularités concernant les assises nummulitiques. La sédimentation de ces terrains est dominée par l'action combinée d'une érosion assez intense et de remaniements incessants des dépôts, commandés par une instabilité tectonique de la zone supracratonique. En effet, si dès le Crétacé supérieur les variations de faciès sont fréquentes et subites, dès l'Éocène les dépôts sont caractérisés par le mélange et le remaniement quasi constant des microfaunes et des microfaciès. Nous sommes en présence d'un phénomène général qui, bien que moins spectaculaire que celui décrit par E. Bené dans les couches de Casoli, intéresse cependant une zone paléogéographique importante s'étendant à toute la couverture nummulitique de la Calabre septentrionale.

Nous sommes donc réduits à considérer les âges que nous avançons comme les plus récents reconnus ; sans oublier qu'ils peuvent toujours être « rajeunis » par la découverte d'un nouveau fossile. Les éléments resédimentés sont, pour ceux que nous connaissons, de petite taille : l'échelle en est le plus souvent celle du Foraminifère ou quelquefois du galet de 1 cm de diamètre au plus ; on a ainsi de petits éléments crétacés « en position » lutétienne ou aquitanienne. En se déplaçant vers la fosse du Molise, il est possible d'imaginer des phénomènes de resédimentation en cascade ; déjà près de Lagonegro, toutes les séries sédimentaires du massif nord-calabrais précitées, sont resédimentées dans des niveaux miocènes inférieurs.

S'il n'est pas encore possible de donner un âge au « flysch à quartzites » ni de dater avec précision les phases de sa mise en place, il est cependant probable qu'il soit plus ancien que l'Éocène, âge

couramment admis. Il faut, en effet, considérer le degré de métamorphisme atteint comparativement aux autres séries de flysch moins transformées et d'âge crétacé qui seraient stratigraphiquement susceptibles de le surmonter. Quant à la date de sa mise en place, elle peut être supposée, dans l'état actuel de nos connaissances, fini ou post-oligocène dans le Sud et le centre des massifs calabro-lucaniens (Maïera, Montagna, Trecchina), post-miocène inférieur près de Lagonegro. On peut espérer pouvoir suivre l'évolution de la mise en place de la nappe du « flysch à quartzites » et d'en dater avec précision les stades de progression.

III. ÉVOLUTION TECTONIQUE. — Si l'on se hasarde à élucider la cinématique des phénomènes intéressant les terrains autochtones calabrais et par voie de conséquence la nappe plastique qui les surmonte, on peut imaginer ainsi le processus : après le stade de mise en place du flysch, on peut supposer un phénomène cassant délimitant des compartiments mosaïques¹. A la faveur de ces failles, les fossés descendent progressivement par rapport aux éléments environnants. Le flysch plastique peut n'enregistrer que partiellement les cassures, mais contraint de suivre son substratum-hôte dans son mouvement descendant, s'étirera sur le pourtour des fossés naissants, puis un stade de rupture interviendra et les bordures du flysch étirées se déchireront irrégulièrement ; les franges, entraînées par le mouvement d'enfoncement du corps de la parcelle de nappe, se mouleront sur les surfaces de failles et formeront ainsi une vaste collerette épousant la forme du pourtour des fossés.

Quel peut être le mobile de ces phénomènes cassants ? Nous avons déjà signalé [Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960, 1961] par l'étude des dépôts récents de la Calabre et de la Sicile ainsi que par l'interprétation des anomalies isostatiques, l'importance des mouvements de surrection de l'arc calabro-sicilien, et par voie de compensation, l'enfoncement du domaine tyrrhénien. Ces mouvements de grande amplitude sont très récents, probablement d'âge plio-quaternaire. Ces phénomènes de bombements seraient peut-être à mettre en liaison, compte tenu de la distension inhérente de la partie supérieure

1. A l'échelle du massif (500 km²), on observe une mosaïque de fossés et de sommets dont les dénivellations réciproques atteignent le plus souvent un millier de mètres. Il ne semble guère possible d'imaginer une pellicule de flysch glissant sur ce chaos car on voit mal comment cette lame aurait pu conserver un aspect relativement si tranquille et se propager sur une aussi grande distance [Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960].

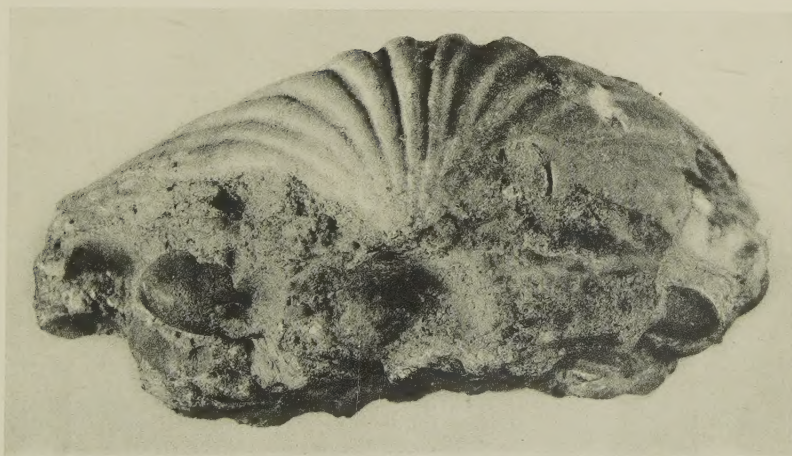
des dépôts, avec les cassures post-nappes observées dans tout le massif nord-calabrais. Les failles qui sont responsables du modelé actuel de ces massifs seraient-elles donc des failles de distension? Il suffit d'admettre un réseau de failles délimitant une série de polygones autochtones recouverts de flysch et soumis à cette accentuation du mouvement général de surrection de l'arc calabrais; les éléments mosaïques auront tendance à s'éloigner les uns des autres, les uns s'enfonceront, entraînant dans leur mouvement descendant les polygones de flysch qui les surmontent, les autres constitueront les sommets déchiquetés et dénudés de leur couverture allochtone.

EN CONCLUSION, on peut affirmer la position allochtone du « flysch à quartzites » sur le massif calcaire nord-calabrais, mais l'âge et la position stratigraphique de ce flysch restent inconnus. On peut remarquer que l'autochtone calabrais présente, à sa partie supérieure, des assises nummulitiques dont la stratigraphie est compliquée par des phénomènes de résédimentation.

En outre, il semble établi que la nappe de flysch chevauche une région érodée; la notion de morphotectonique trouve ici une illustration supplémentaire. Enfin, les phénomènes de cassures post-tectoniques et les déformations plio-quadernaires portent la responsabilité de la géographie actuelle de tout ce massif nord-calabrais.

Bibliographie.

- BALDACCIO L. et VIOLA C. (1894). — Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale. *Bol. r. Com. geol. Ital.*, vol. 25, p. 372-390.
- BENEO E. (1956). — Il problema « Argille scagliose », « Flysch » et sua probabile risoluzione; nuova nomenclature. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, fasc. 3, p. 53-68.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 915-938.
- (1961). — L'orogénèse ponto-plio-quadernaire de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques. *C. R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 145-147.
- CORTESE E. (1895). — Descrizione geologica della Calabria. *Mem. Descr. Carta geol. Ital.* Rome.
- (1933). — L'Eocene in Italia. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 52, fasc. I, p. 217-220.
- COTECCHIA V. (1958). — Le argille scagliose ofiolitifere della valle del Frido a Nord del M. Pollino. *Ibid.*, vol. 77, fasc. 3, p. 205-245.
- DE LORENZO G. (1896). — Studi di geologia nell'Appennino meridionale. *At. r. Ac. Sc. fis. e nat. Napoli*, ser. 2 a, vol. 8, n° 7.
- (1910). — Costituzione geologica e configurazione geographica della Basilicata e della Calabria. In *Inchiesta parlament. sulle condiz. dei contadini nelle prov. merid. e nella Sicilia*, 5, t. 3, Rome.
- IPPOLITO F. (1954). — Studi sui terreni terziari dell'Italia meridionale. *La Rich. scient.*, vol. 24, fasc. 3, p. 590-592.
- IPPOLITO F. et LUCINI P. (1956). — Il flysch nell'Appennino meridionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, fasc. 3, p. 139-159.
- LUCINI P., MASPERONI L. et SPADA L. (1957). — Dati micropaleontologici sul « Flysch » del versante Tirrenico della Basilicata e osservazioni delle rocce ignee basiche del M. Cerviero nell'Appennino Calabro-lucano. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 76, p. 67.
- MIGLIORINI C. I. (1949). — Subdivisione geographica dell'Appennino per uso geologico. *Ibid.*, vol. 68, p. 95-96.
- PRINCIPI P. (1940). — Estensione dell'Oligocene nell'Appennino Meridionale. *Ibid.*, vol. 59, p. 169.
- QUITZOV H. W. (1935). — Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Beitr. Geol. west. Mediterraengeb.*, n° 14, p. 63-186 (*Abh. Ges. Wissensch. Göttingen*).
- SACCO F. (1910). — L'Appennino meridionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 24, fasc. 2, p. 287-337.
- (1926). — La questione dell'età degli argilloscisti dell'Appennino. *Rend. r. Ac. Lincei, Cl. fis. mat. e nat.*, ser. 6, vol. 4, p. 500-505.
- SCARSELLA F. (1956). — I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il Flysch nell'Appennino meridionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, fasc. 3, p. 115-138.
- SIGNORINI R. (1939). — Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano. *Rend. Ac. Lincei, Cl.*, vol. 24, fasc. I.
- (1952). — Le nuove conoscenze stratigrafiche e tettoniche dell'Appennino meridionale. *At. VII. Konz. naz. Metano e Petr.*, vol. I, p. 311-319.
- STEFANI T. DE (1947). — Sui giacimenti conosciuti e nuove del Cenomaniano di facies africana della Sicilia e della Calabria e sulla questione del rimaneggiato dei relativi fossili. *Gior. Sc. nat. ed. econ. Palermo*, t. 44, n° 1, p. 1-7.
- STEFANO G. DI (1900). — Revisione dei fogli 220, 222, 230 della carta geologica d'Italia al 100 000. *Bol. r. Uff. geol. Italia*.



ÉDITIONS

du

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, quai Anatole-France, Paris 7^e.

SOLferino 93-39 — C. P. Paris 9061-11.

(Extrait du catalogue général.)

Lexique stratigraphique international, publié sous l'égide du Congrès géologique international par les soins du Comité français de Stratigraphie.

Il comprenait initialement six volumes : « Europe », « U. R. S. S. », « Asie », « Afrique », « Amérique latine », « Océanie », il en comptera deux supplémentaires : « Amérique du Nord » et « Termes stratigraphiques majeurs ».

Ensemble comprenant les volumes « Europe », « U. R. S. S. », « Asie », « Afrique », « Amérique latine » et « Océanie ».....				580,00 NF
Vol. « Europe ».....	210,00 NF	Vol. « Afrique ».....	52,50	»
Vol. « U. R. S. S. ».....	75,00 »	Vol. « Amérique latine ».....	87,50	»
Vol. « Asie ».....	87,50 »	Vol. « Océanie ».....	105,00	»

Les fascicules complémentaires « Bornéo » et « Madagascar » ne figurent pas dans la souscription ; les fascicules de chaque volume se vendent séparément, liste et prix sur demande.

Structure géologique de l'U. R. S. S. : ouvrage collectif sous la direction de A. P. MARKOVSKY.

Vol. I : STRATIGRAPHIE.

Fasc. I. Généralités, géomorphologie.	3,00 NF
— II. Précambrien.....	4,50 »
— III. Paléozoïque.....	13,00 »
— IV. Mésozoïque.....	6,00 »
— V. Cénozoïque.....	3,50 »
— VI. Quaternaire.....	3,00 »

Carte géomorphologique de l'U. R. S. S. au 1 000 000 ^e	2,40 »
--	--------

Carte géologique en couleurs au
7 500 000^e en deux feuilles sous
pochette qui accompagne le livre.

35,00 NF

Vol. II : MAGMATISME.

Fasc. I. Précambrien.....	5,50 »
— II. Paléozoïque inférieur.....	5,30 »
— III. Paléozoïque supérieur.....	10,00 »
— IV. Mésozoïque et Cénozoïque..	8,00 »

Vol. III : TECTONIQUE (sous presse).

Lexique pétrographique des charbons : publié sous l'égide du Comité international de pétrologie des charbons.

Lexique publié sous forme de cartothèque. Chaque terme fait l'objet d'une fiche individuelle portant : le nom de son auteur et la référence bibliographique correspondante, la liste des synonymes et des termes analogues, la description du constituant pétrographique considéré et ses propriétés, son mode de gisement et son importance pratique ; ensemble présenté sous reliure pelliore à feuillets mobiles, in-8^o coq.

Édition 1957, rédigée en français, allemand ou anglais, chaque édition..... 15,00 NF

BORDET P. — Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Makalu, avec cartes. 80,00 »
sans cartes. 60,00 »

CHRISTOPHE MICHEL-LÉVY M^{me}. — Tableaux des minéraux des roches..... 12,00 »

TABLE DES MATIÈRES

TOME III, N° 1

	Pages
G. Thomel. — Contribution à la connaissance de l'Albien et du Cénomanién de la vallée de l'Asse (Basses-Alpes) (2 fig.).....	3
G. Mathieu. — Un tableau stratigraphique du Primaire sur le bord du bassin d'Aquitaine. Identification du Gothlandien (3 fig.).....	11
L. Feugueur et Y. Le Calvez. — Présence du Miocène dans le « tunnel ferroviaire de Monaco » (Alpes-Maritimes) (1 pl., 3 fig.).....	21
M.-M. Roblot. — L'étage à niveaux charbonneux du Briovérien normand (X ^{2a}) (1 texte-pl., 2 fig.).....	27
D. Dondoy. — Précisions sur la paléogéographie du flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie) (4 fig.).....	33
G. Mennessier. — Les caractères structuraux des montagnes de la région de Kaboul (Afghanistan) (3 fig.).....	40
C. Lorenz. — Le bassin oligocène de Bagnasco (Italie, prov. de Cuneo) (5 fig.).....	50
J. Tricart. — Aperçu sur le Quaternaire du Salvador (Amérique centrale) (1 fig.)...	59
L. Dubertret. — Manifestations de desquamation observées en Rhodésie du Sud et en Haute-Égypte (2 texte-pl.).....	69
J. Paquet. — Données nouvelles sur le Crétacé subbétique au Sud-Est de Caravaca (prov. de Murcie, Espagne) (1 fig.).....	74
G. Corroy et F. Touraine. — Données nouvelles sur la stratigraphie du Grand-Cabri et du Cengle (Bouches-du-Rhône) (1 fig.).....	77
A. Lefavrais-Raymond. — La Bresse et le Bas-Dauphiné au Tertiaire (7 fig.).....	82
G. Astre. — Faille oblique de Jolimont (Toulouse, Haute-Garonne) (2 fig.).....	90
Ch. Weber. — Étude géologique de la zone forestière de la Joux, au Nord-Est de Champagnole (Jura) (3 fig.).....	93
G. Lienhardt. — Subsidence et enallaxie : deux phénomènes qui président aux dépôts stériles et phytogènes du Stéphanien de Lons-le-Saunier (Jura) (5 fig.).....	101
O. Ducasse et M. Vigneaux. — Considérations biostratigraphiques sur les Ostracodes des couches alternantes de l'Éocène moyen et supérieur au Sud de Bordeaux.....	109
G. Grandjacquet. — Le « flysch à quartzites » des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale) (3 fig.).....	115

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.